中国地球物理学会年刊

中国地球物理学会　编

云南科技出版社

中国地球物理学会年刊

2001

中国地球物理学会　编

云南科技出版社

图书在版编目（GIP）数据

2001年中国地球物理学会年刊/中国地球物理学会编．
昆明：云南科技出版社，2001.9
ISBN 7－5416－1566－8

Ⅰ.2...　Ⅱ.中...　Ⅲ.地球物理学－中国－2001－
年刊　Ⅳ.P3－54

中国版本图书馆CIP数据核字（2001）第063656号

书　　名：**2001年中国地球物理学会年刊**
作　　者：中国地球物理学会　编
出 版 者：云南科技出版社（昆明市环城西路609号云南新闻出版大楼，邮编：650034）
责任编辑：侯德勋
印 刷 者：昆明新星印刷厂
发 行 者：云南科技出版社
开　　本：787mm×1092mm　1/16
印　　张：30
字　　数：800千
版　　次：2001年9月第1版
印　　次：2001年9月第1次印刷
印　　数：0001～1000册
书　　号：ISBN 7－5416－1566－8/P·28
定　　价：52.00元

中国地球物理学会

年 刊 编 委 会

中国地球物理学会第十七届年会

（昆明 2001. 10. 14～2001. 10. 18）

地方组织委员会

名誉主任 涂济民

主　　任 阚荣举

副 主 任 谢应齐　张　淼　段永康　王宝禄　饶凯年　皇甫岗　倪亦元　李连举　庄林佑

委　　员 王　彬　王曰道　王永华　乔　森　吴小平　李　枫　李文尧　李明辉　李仲远　陈元坤　杨　延　杨润海　罗志明　罗葆荣　胡毅力　赵晋明　赵汝青　郭世昌　黄　雍　傅竹武　谢承彧　翟连超　樊伟宏

秘 书 长 段永康

学 术 委 员 会

主　　任 臧绍先

副 主 任 胡家富

委　　员 （按姓氏笔划排列）

于　晟　王家林　王家映　王椿镛　牛毓荃　石耀霖　刘宝诚　刘启元　刘振兴　孙荀英　吕庆田　牟永光　许昭永　陈　颙　张先康　杨文采　杨玉荣　徐果明　晏凤桐　钱玉好　曹显光　黄　珹　程业勋　滕吉文

中国地球物理学会第十七届年会

（昆明 2001. 10. 14～2001. 10. 18）

会议领导小组

组　　长　刘光鼎

副 组 长　钟辛生　陈　颙　何继善　曾绍金　周佰修
　　　　　段永康　谢应齐

成　　员　（按姓氏笔划排列）
　　　　　王　水　尹　改　朱日祥　刘启元　刘振兴
　　　　　陈运泰　陈卫东　郑天愉　赵化昆　钱玉好
　　　　　臧绍先

秘 书 长　朱日祥

副秘书长　曲克信　臧绍先　段永康

目　录

1. 21世纪地球物理发展和展望

（负责人：于　晟　周蕙兰　臧绍先）

Advances and Perspective of Geophysics in 21'st Century
(Conveners: YU Sheng ZHOU Huilan ZANG Shaoxian)

2. 油气与煤田地球物理勘探

（负责人：牛毓荃 牛滨华 刘 洋）

Geophysical Exploration for Oil－gas and Coal field

(Conveners: NIU Yuquan NIU Binhua LIU Yang)

3. 油气储层预测和描述

（负责人：牟永光　陈小宏）

Prediction and Description of Oil and Gas Reservoir
(Conveners：MOU Yongguang CHEN Xiaohong)

4. 金属与非金属矿勘查技术及成果

（负责人：吕庆田 熊盛青）

Geophysical Exploration for Metal and Non－metal

(Conveners: LU Qingtian XIONG Shengqing)

5. 水资源、环境、工程勘察及工程质量监测中的地球物理技术与方法

（负责人：程业勋 钟世航 钱玉好 赵永贵）

Geophysical Technology and Methods in Hydrologic, Environmental, Engineering Investigation and Engineering Quality Monitoring
(Conveners: CHENG Yexun ZHONG Shihang QUIAN Yuhao ZHAO Yonggui)

6. 地球物理观测实验技术的新进展及应用

(负责人：刘宝诚 陆其鹄)

The New Development and Application of Geophysical Observation and Experimental Technique

(Conveners: LIU Baocheng LU Qihu)

7. 地磁与高空物理

（负责人：刘振兴　徐文耀　濮祖荫）

Geomagnetism and Aeronomy

(Conveners: LIU Zhengxing XU Wenyao PU Zuyin)

8. 地震预测与地震学研究

(负责人：王培德 陈 颙)

Earthquake Forecast and Seismology Research
(Conveners: WANG Peide CHEN Rong)

9. 海洋地球物理——资源与环境

（负责人：王光宇　王家林　宋海斌　郝天珧）

Marine Geophysics———Resource and Environment

(Conveners: WANG Guangyu WANG Jialin SONG Haibin HAO Tianyao)

10. 中国巨灾综合预测与中国环境变异

（负责人：耿庆国 任振球 胡 辉）

Comprehensive Prediction of Great Disaster and Environmental Variation in China
(Conveners: GENG Qingguo REN Zhenqiu HU Hui)

11. 岩石圈结构与大陆动力学

（负责人：孙荀英　李惠民）

The Structure of Lithosphere and Continental Dynamics

(Conveners: SUN Xunying LI Huimin)

12. 地球内部结构及其动力学

（负责人：马石庄　石耀林　蔡永恩）

Geodynamics and Structure of the Earth's Interior

(Conveners: MA Shizhuang SHI Yaolin CAI Yongen)

13. 流体地球科学

(负责人：杨玉荣 杜乐天)

Fluid Earth Science

(Conveners: YANG Yurong DU Letian)

14. 信息技术与地球物理

（负责人：陈会中 胡天跃 沈 萍 张学工）

Information Technology and Geophysics

(Conveners: CHEN Huizhong HU Tianyue SHEN Ping ZHANG Xuegong)

15. 空间大地测量与天文地球动力学

(负责人：黄　珹　李延兴　傅容珊)

Space Astronomy Survey and Earth Dynamics

(Conveners: HUANG Cheng LI Yanxing FU Rongshan)

16. 计算地球物理

（负责人：杨文采 徐果明 陈晓非）

Computational Geophysics

(Conveners: YANG Wencai XU Guoming CHEN Xiaofei)

17. 地球介质各向异性

（负责人：姚 陈 张中杰 刘 斌）

Anisotropy of Earth

(Conveners: YAO Chen ZHANG Zhongjie LIU Bin)

18. 中国大陆块体结构及运动变形

(负责人：张先康 刘启元 王椿镛 陈九辉)

Block-structure and Deformation of China Continent

(Conveners: ZHANG Xiankang LIU Qiyuan WANG Chunyong CHEN Jiuhui)

19. 古地磁学基础研究与应用领域拓展

(负责人：马醒华　尹济云)

Paleomagnetism: Theory and Application

(Conveners: MA Xinghua YIN Jiyun)

20. 地球电磁法及其应用

(负责人：赵国泽　王家映　孔祥儒)

Investigation and Application of Geo－electromagnetic Method (Conveners：ZHAO Guoze WANG Jiaying KONG Xiangru)

1. 21 世纪地球物理发展和展望

当代地球物理学的主要成就和 21 世纪上、中叶的发展导向

滕吉文

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101）

地球物理学是地球科学中的新兴学科，也是人类借以深入认识复杂地球内部结构及其深层过程的重要科学途径。地球物理学是以物理学研究的发展为依托，运用物理学的理论和方法探索地球的内部结构、驱动力系与演化。它的研究范围涉及地壳、壳幔边界、地幔、核幔边界(含 D″层)、地核，尤其是岩石圈和软流层中所发生的各种物理现象、成因及物质运移过程。这就需要通过地球物理场的观测、资料处理与反演，并力图以地球作为整体进行综合研究，进而深化认识地球本体。

基于地球物理学是一门涉及面极为广泛的边缘科学领域，它包括地球内部、大陆、海洋和宇宙空间。20 世纪是地球物理学发展的极为关键的历史阶段，并形成了一系列大型的全球计划，如国际地球物理年，国际上地幔计划，国际地球动力学计划，国际岩石圈计划，国际地学大断面计划，国际减灾十年，大陆钻探计划，全球变化计划，大陆动力学计划，日地物理计划，地球空间环境计划，……等。这些计划的实施与研究深化了对地球本体的认识；为资源、能源、灾害和环境提供了形成、分布与发展的深层过程和空间要素；日地空间物理的研究使得人们的视野扩大到宇宙(它是地球系统最外的圈层)，极大地增强了对地球整体研究的思维与导向。这些成就激励了空间和地球(包括大陆和海洋)以及生态环境之间的耦合，而且对于人类生存空间，社会进步与经济繁荣及其可持续发展形成了固、气、液态物质组构的一个由地核到宇宙的立体领域，并在造福人类的进程中取得了辉煌的成就。

21 世纪的地球物理学将必担负起地球科学中一系列重大科学问题的先导，这是因为在地表所见到的一切地球物理、地球化学和地质现象，以及生物演化、环境变迁、全球变化和海洋的形成均必然地取决于地球内部的深层动力过程。为此，地球物理学仍将必深化对地球本体的认识，量化圈层耦合和深部物质状态及物质的错综组构，为水资源、矿产资源、地震灾害和环境(含空间环境)问题做出贡献，并成为更高效的支撑人类社会和经济可持续发展的科学砥柱。

当今人类正面临着世纪交替的时代更迭，在着 21 世纪的上、中叶将必会是人类社会发展史上的一个巨大的变革时期、并面临着挑战。为此本文还将着重讨论以下三个问题，即地球物理学的发展进程和其战略意义；20 世纪主要的重大成就；21 世纪上、中叶的发展前沿和导向。

(1)地球物理学的发展进程和战略意义。主要阐述地球物理学的发展在建设中的作用；在社会与经济发展中的地位和在深化对地球本体认识中的响应。

(2)20 世纪主要的重大成就。地球物理学在 20 世纪，特别是近几十年来的重大成就大体上可归结为 12 个方面(具有全球意义的)。当然，其最为突出的成就应为，地球内部的圈层结构，板块构造与动力学和资源与能源。

(3)21 世纪上、中叶的发展前沿。主要应为地球深部物质与能量的交换、圈层耦合和深层动力过程。为此必须对环境与灾害、能源、海洋和高分辨率的观测技术给予强有力的支撑。

全球地球科学发展的最新成就，动摇了一些传统的概念，触及了一些人们以前尚不敢触及的领域，并沿着新的方向发展。它的未来正面临着比以往任何时候都更富有挑战性的复杂格局，即展现出前所未有的发现和突破机会，同时也正处于一个充满希望与前景的转折点上。这便标志着，在 21 世纪的地球物理学必须有所突破，方能完成由一个地学大国向地学强国的飞跃。

地球动力学的某些关键问题

曾融生

(中国地震局地球物理所,北京,100081)

本文主要包含两部分内容;即①地幔对流的模式;②印度—欧亚陆—陆碰撞过程和华北—杨子陆—陆碰撞过程。

1. 地幔对流的模式

板块运动要求地幔必须存在某种对流。过去曾有众多的地幔对流模式,但与地表构造的尺度不相匹配。全球的地震层析成像显示:

(1)某些海洋俯冲带可以穿过660km间断面,达到幔核边界,全地幔对流似乎更合理;

(2)热物质上升呈现不规则的形状,有些热柱自幔—核边界上升,但不一定都达到地表;有些热物质的上升只限制在上地幔之中。

(3)不均匀、非对称的全地幔对流可能解释板块构造的运动,实际的地幔对流模型,今后将会逐步得到完善。

2. 陆—陆碰撞模式

直到现在,通常是沿用海—陆的碰撞模式来解释陆—陆的碰撞过程。但是陆陆碰撞带的构造活动带和地震活动带通常比海—陆碰撞的活动带宽得多;大陆的地壳和岩石圈比海洋地壳和岩石圈的厚度大得多,而密度较小,因此它不能俯冲到地幔深处;大陆地壳下部具有明显的塑性,它将使岩石圈上部(上地壳)和岩石圈下部产生脱耦现象,也就是说它们的形变和运动不是一致的。根据喜马拉雅与藏南的中深源地震以及地壳构造可得如下结论:

(1)陆—陆碰撞时产生地壳俯冲,而不是岩石圈俯冲。

(2)大陆地壳俯冲的深度达到上地幔项部,在印度—欧亚的碰撞中,地壳俯冲深度为100km左右。

(3)大陆地壳俯冲出现多重现象。最先是在缝合带处产生地壳俯冲,等到俯冲到达上地幔顶部后,由于地壳太轻,俯冲被迫停止;但是印度大陆继续往北推进,使得在缝合带以南的某些薄弱带出现第二次地壳俯冲;等到地壳俯冲达到上地幔顶部时,地壳俯冲再次被迫停止;与此类似,以后可以出现第三次地壳俯冲。这样缝合带以南地区就出现广阔的构造活动带和地震活动带。

近来在研究东秦岭深地震反射剖面中,明显看到与喜马拉雅以及藏南相似的现象。根据深地震测深,我们曾发现华北块体南部的Moho界面有2～3个速度相似的pnl,Pn2,等,说明此处的Moho是由相互的薄层组成的。在东秦岭的地震反射剖面中,我们看到这种典型的华北Moho,它和杨子的Moho截然不同。由此可以清楚地看到两个地台的缝合带位置以及缝合带处两个地台碰撞时的形变。由此得到的缝合带位置位于剖面上栾川和方城附近,而不是在商丹。缝合带处两地台碰撞时所产生的变形是地壳俯冲,而不是其他形式。

东秦岭与喜马拉雅—藏南两个不同地区同时出现的多重地壳俯冲,有力地证明陆—陆俯冲的过程与海—陆俯冲过程有明显差别;多重地壳俯冲也可以解释陆—陆碰撞带为什么会有如此宽阔的地质构造带与地震活动带。

21 世纪初油气田地球物理技术发展的新动向

杨红霞　　高　林

（中石化勘探开发研究院南京石油物探研究所，南京，210014）

上个世纪后叶，特别是近十几年来，以地震为主导的油气田地球物理技术的迅速发展和广泛应用，使石油工业在“弱经济时代”保持了昔日的辉煌。有分析表明，进入 21 世纪，在全球能源结构中，石油和天然气仍将处于重要地位。这意味着油气田地球物理在未来几十年内仍有很好的发展前景。

上世纪八十年代中期，三维地震技术的突破使油气田地球物理逼近了地下介质的一个固有属性——空间属性，它提供了二维地震所无法揭示的油气藏的空间变化信息，为复杂构造油气藏的成功勘探奠定了基础。在随后的十几年中，人们在不断完善构造油气藏勘探技术的同时，又在积极探索岩性油气藏的勘探方法。三维叠前深度偏移技术，在墨西哥湾复杂盐丘构造下方油气藏的勘探中取得了举世瞩目的成就；三维相干体技术、三维 AVO 技术在预测河道砂体等岩性油气藏方面也初见成效。但是，以碳酸盐岩缝洞型、致密砂岩裂缝型为代表的复杂岩性油气藏仍然是对地震勘探技术的挑战。它要求油气地球物理逼近地下介质的另一个固有属性——各向异性属性。这个领域与油气藏地震动态监测一起已成为当今油气地球物理发展的趋势。近些年来，应用地球物理界已经和正在向这两个领域发起冲击，油气田地球物理技术正蕴育着新的重大的突破。

21 世纪初油气田地球物理发展的新动向主要表现为下列六大方面：

(1) 传统的层状介质地震勘探理论受到冲击，为寻求新的勘探理论模式的应用基础研究将得到加强，非均匀各向异性介质成为主要研究对象，相应的数据采集和处理方法是主要研究内容，物理和数值模拟是主要研究手段。

(2) 矢量地震将出现新的研究热潮，解决复杂介质问题的需求、海上横波勘探技术的突破以及计算机技术的进步为矢量地震的发展创造了条件，预计未来几年内多波多分量勘探技术会在陆上取得突破性进展。

(3) 油气藏地震动态监测（4D、时延 VSP 等）将形成“气候”；用地震进行开发过程的动态监测不仅能提高注采效率，优化开发方案，而且能寻找到死油区，促进老油田的增储上产。最近，人们提出了“装备油气田”的新概念，其含义就是在油气藏上方安装永久性探测器，对与生产有关的储层参数不间断地进行主动或被动监测，了解开发期间各种参数的变化，以便及时调整和修改生产方案，实现优化开发。

(4) 多学科综合油藏表征的重要性将日益增强；随着油气后备资源量勘探难度的增大，人们对已发现油气藏的“资产”意识越来越强，希望对其内部特征有更全面和更详细的了解，以实现最经济最彻底的开发。地震、地质、测井、钻井和油藏工程等多学科的相互渗透和有机结合是实现油藏表征的关键。

(5) 定量地球物理将成为一种时尚：勘探开发工作的深入和技术的进步使人们不再满足于用地球物理资料圈定有利构造和定性划分油气藏，而希望对储层（包括岩性、储集性和液体流动特性）进行定量的预测和精细的描述。这就向地球物理提出了测量尺度、误差控制和解决非唯一性问题等方面的挑战。

(6) 先进的信息技术将获得到更广泛的应用。网络技术、可视化技术、虚拟现实（VR）技术和神经网络等各种智能技术正在将地震技术带入一个全新的境界。

当代石油工业的全球化趋势日益加剧，地球物理行业将面临更大规模且更为激烈的竞争，技术优势、经济实力和良好信誉仍将是制胜的主要因素，集研究、开发、示范、服务于一体是地球物理公司的成功之路。

21 世纪的地球电磁法

曹俊兴

(成都理工大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室,成都,610059)

最近十年地球物理的应用领域呈现出了空前的多样化,预示着 21 世纪地球电磁法会有更大的发展机遇与拓展空间。21 世纪水资源勘查与环境监测的需求将是推动地球电磁法发展的主要因素,而人才则是地球电磁法能否抓住机遇获得发展的关键因素。

20 世纪地球电磁法经历了从无到有、从简单到复杂、从单一到系列化的发展历程,《Electromagnetic Methods in Applied Geophysics》一书对此有较全面的总结。地球电磁法与地电法是密切相关的。如以研究的目标参数性质而论,电磁法应归于电法类,而如以物理原理基础而论,电法当归入电磁法。地球电磁法的种类甚为繁多,Naboghian 认为"电磁法的主要困难在于它的复杂性","大概极少有那个地球物理学家敢说他熟悉所有的电磁方法"。地球电磁法的始端大概可以追逆到 20 世纪之初 Schlumberger 兄弟发展的电法。其后俄罗斯、东欧及加拿大科学家在此领域做了较多的创新性工作。但总的来说,地球电磁法的很多方法技术是从地震方法中借鉴移植而来的。地球电磁法的发展是由需求决定的。70 年代以前地球电磁法主要用于金属矿勘探。80 年代随着采矿业的衰败使得地球电磁法的发展经历了一个低谷时期。而在同一时期因石油天然气勘探的强劲需求推动地震方法却获得了很大的发展。进入 90 年代,地球物理的应用领域出现了空前的多样化,地球电磁法获得了新的发展机遇与拓展空间,同时数据采集与处理技术的进步也使地球电磁法的效率与能力大为提高,地球电磁法重新受到关注与重视。"如果说 80 年代是 3D 地震快速发展的十年,那末 90 年代则是地球物理学家对 3D 电磁模拟和反演兴趣日益增长的十年"。

20 世纪地球电磁法的方法技术发展精彩纷呈。但早在 19 世纪中叶就建立起来的普适性电磁理论并没有很好的结合到地球电磁法的特殊情况中来。地球电磁法使用的物理模型依然以高度简化与近似的分层或分块均匀介质模型为主,因而很难展开更深入的数据分析与信息提取。对电磁波场与地质介质的相互作用目前主要采用数值仿真方法研究。20 世纪发展了很多电磁场数值计算方法,但绝大多数都不是为地球电磁法而发展的。将其它领域的计算方法移植到地球电磁法中必须考虑如下特殊因素:①地质介质物质组成的多样性、非均匀性以及结构的复杂性;②地质介质电性结构的多尺度非均匀性、各向异性以及分形分维性;③地质介质与电磁场相互作用的非线性;④激发源尺度的有限性与类型的多样性;⑤扩散电流传播的动力沟道效应特性,以及广泛存在且日甚的人文干扰源等地质介质的多尺度多样化非均匀性在多数情况下很难用确定性的数学方法精确描述,而这恰恰是数值计算所必需的。数值计算的确定性与目标参数分布的多尺度随机性之间的矛盾的解决有可能获得影响广泛的创新成果。最近十年地球电磁法的研究主要集中在 2D 及 3D 非均匀介质中电磁波场的数值模拟与非线性反演成像方面,对实际波场的观测研究相对较少。地球电磁法属应用物理学科,必须得有充分的"物"的基础,才有可能有"理"的突破。新世纪不仅应进行更多的地球电磁场观测,还应发明更为先进、巧妙的观测技术与设备。地球电磁法是一种技巧性很强的"艺术","艺术是浑然一体的,只有融合了一切种类的艺术才能臻于最完善的境界"。新世纪的地球电磁法只有融合一切可融合的知识与技术,同时又融入地球物理方法技术体系才能获得真正的发展。地球电磁法固有的复杂性与应用的综合集成性要求从业者具有坚实的数理基础与广博的知识背景。在科学研究日趋职业化的时代,如何吸引足够数量的高素质人才加盟将是地球电磁法能否在 21 世纪获得发展的关键性因素。

本研究由国家自然科学基金与教育部高等学校骨干教师资助计划项目的资助。

21 世纪的地震数据处理系统

赵改善

（中国石化石油勘探开发研究院南京石油物探研究所，南京，210014）

地震数据处理已经有五十年的历史。在这五十年里，地震数据处理的技术、软硬件系统、应用范围、工作方式、工作量、质量、周期和应用效果等诸多方面都发生了巨大的变化和进步。技术进步主要体现在：适应的条件越来越复杂，获得的资料质量越来越高，结果越来越准确、可靠，提供的信息越来越丰富、全面。硬件平台发展的主要表现为：速度更快，容量更大，吞吐能力更强，成本更低。软件平台发展的主要特征是：使用更加方便，操作更加容易，工作效率更高，功能更强。

二十一世纪对地震数据处理系统的需求和挑战是：①支持多分量地震数据处理；②支持延时地震即四维地震数据处理；③适用于复杂地表条件；④支持全面的深度域处理；⑤彻底用叠前成像代替叠加；⑥支持各向异性处理；⑦支持叠前解释性处理；⑧满足数据量和计算量挑战；⑨支持“实时地震勘探”。

除了在适应新的地震勘探方法，增加新的地球物理功能外，我们还应进一步发展下列技术，改善地震数据处理的效果，①复杂地表条件下的静校正技术；②地表一致性处理技术；③多次波等复杂干扰波压制技术；④连续速度分析技术；⑤多块三维地震资料的联片处理（三维拼接）技术；⑥叠前地震数据插值技术；⑦非线性信号处理技术。

从系统的实现技术方面来看，新一代地震数据处理系统应该全面采用近年来以及今后若干年内信息技术发展（包括计算机技术、网络技术、软件技术等）的最新成果，提高系统的工作效率，改进系统易用性、易维护性、易扩展性，扩大系统的应用面，支持全球化的“网络协同工作”，满足不断发展的石油勘探开发的需求。

新一代地震数据处理系统将主要由三部分组成：①数据服务器：负责地震处理所有相关数据的存储管理，数据服务器既可以和数据处理服务器位于同一台计算机系统上，也可以位于单独的系统上，甚至可以由多个系统组成数据服务器群；②数据处理服务器：其软件为由一系列具有特定数据处理功能的模块组成的功能模块库，运行于计算能力较强的计算机系统上，可以是一台高性能计算机，也可以是由一系列高性能计算机组成的集群系统甚至是分布式异构系统；③交互服务器：交互服务器作为数据服务器和数据处理服务器与用户之间的桥梁，以 Web 服务器为基础并加以专门的应用扩充（应用服务器），为客户提供基于网络的对地震数据处理系统的访问。客户端基于标准的网络浏览器，以实现客户端的零维护，系统的维护和升级只在服务器端进行。新一代地震处理系统的三个部分通过网络连接，他们可以位于一个局域网内，也可以位于广域网甚至全球化的互联网中。

新一代地震处理系统应具有以下特征：①开放性，②网络化，③集成化（一体化），④可视化，⑤并行化。

具体来说具有以下几方面的技术特征：①网络化，②支持 web 计算模型，③采用 Java 编程语言，④支持组件技术，⑤支持远程协同工作，⑥支持可视化，⑦支持实时处理，⑧支持 AsP 应用模式，⑨支持一体化，⑩智能化测试，⑪更丰富的用户界面，⑫支持计算机集群技术。

我们应该抓住当前难得的发展机遇，在国际石油物探界理论研究和技术开发的基础上，通过有效的体制和机制创新，发展地震勘探新方法、新技术，开发我国自主知识产权的新一代地震数据处理系统，以适应新世纪石油勘探开发的需要，迎接我国石油工业所面临的严峻挑战。

新世纪我国海洋地球物理发展研究

温佩琳 谢忠球

（中南大学地球物理勘察新技术研究所，长沙，410083）

海洋是举世瞩目的领域，海洋面积占地球面积的71%。我国是沿海大国，拥有18000多千米的大陆岸线，管辖海域约300万平方千米，有四亿多人口生活在沿海地区，沿海地区工农业总产值约占全国总产值的60%。我国对海洋这一领域给与高度重视。在《中国海洋21世纪议程》中，中国政府将下一世纪发展的战备目标明确为："建设良性的海洋生态系统，形成科学合理的海洋开发体系，促进海洋经济持续发展"，"坚持以发展海洋经济为中心，适度快速开发，海陆一体化开发，科教兴海和协调发展的原则"。21世纪将是人类全面认识、开发利用和保护海洋的新世纪。地球科学应该在新世纪中为海洋的认识、开发利用和保护起开路先锋的作用。

新世纪海洋地球物理研究的特点主要是：由于科学技术的进步，地球物理理论、方法技术的发展，应该对原有资料重新系统整理和分析、再认识，获取新的认识；随着地球物理勘探仪器观测精度的提高和卫星探测系统的形成，新一轮地球物理探测的形式已成熟；新世纪网上海洋地球物理资料共享、资源共享；强调海洋地球物理与海洋地质学、地球化学、大地测量、海洋物理、海洋化学、海洋生物、海洋环境……等的研究方法相结合等等。

板块构造学说是20世纪地质科学的重大成就。它首先起源于海洋地球物理的研究成果。海洋的一些活动构造一洋脊、岛弧和转换断层把地球的岩石层划分成六大板块。通过若干个国际计划对于板块的驱动力方面已取得不少新的认识，以后主要精力转移到大陆块体方面的研究。为了新世纪的海洋开发利用，应该回过头来从海洋研究开始，加强海洋地球物理研究，从而推动全球的地学研究。

结合我国的环境特点与社会经济发展，并考虑国际海洋地质学的发展，21世纪我国海洋地球物理应着重于中国海、深海与大洋以及全球变化三个领域。我国海洋地球物理研究主要是60年代至80年代中期的资料，加上国家的投资有限，海洋地球物理研究有所停顿，虽然国家"九五"期间确定了海洋"863"计划，重点是基础研究工作，新世纪中国海必须进行新一轮的地球物理工作，要求多方法、高精度，在获取更多更丰富信息的基础上开展其它工作；中国海海底地貌、沉积、非生物资源信息系统与1：200000万海底立体图系及应用"3S"方法对海疆的监测系统，本课题为海洋权益、划界、资源开发及海底环境与工程的提供基本依据；中国海岸环境资源（水、土、生物、海洋）承载力与最宜开发模式研究；加强油气田勘察和开发，在开展高精度重力、磁法、地震（四维、高分辨、多波等技术）等研究和勘探基础上，进行海底MT、TEM等电磁法勘探新技术（均具有GPS定位技术）的多方法综合及联合反演解释；海岸海洋环境工程地球物理勘察方法与地质灾害预防研究；领海基线、岛屿、海峡、水道、大陆架与200海哩专属经济区权限划定综合研究，包括历史沿革、海洋地理与地质依据及海洋法等。深海与大洋的研究是参与世界公海海域研究的项目；通过国际合作交流促进科学家间的了解和科学水平共同提高，而且有些海域必须通过国际合作才可开展工作。全球变化涉及海岸海洋与深海大洋两部分，着重于国际合作与全球对比课题。

当代海洋地球物理学研究，需重视地球物理与地质、海洋、大气、地理以及生物等科学、自然与社会科学的交叉渗透、资源与环境开发、疆界和海洋权益与国际海洋法、21世纪议程等。重视新技术的应用可加速研究开发工作、提高科学水平，所以宜重视与相关部门的合作及国际合作，加强研究力量。这样才可做到事半功倍，有利于海洋科学的发展。

以实际问题的解决为导向,构建应用地球物理的创新体系

曹俊兴 贺振华
(成都理工大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室,成都,610059)

在科学技术已成为经济发展与社会进步第一推动力的今天,科学研究除了认识自然与自我而外,更多的在于研究解决人类生存与发展所面临的问题。科学研究的灵魂在于创新。近年科技管理部门广为讨论的一个话题就是"创新机制"。其实创新有两类:一类是可遇不可求的"偶得"性创新,一类是有计划有目标的"开山架桥"性创新。刻意的"标新立异"其实与创新无涉。作为有意识的活动和有目标有要求的事业,科学研究能追求的创新主要是"目标"导向的"开山架桥"型创新。围绕"目标"问题的解决而展开的探索活动自然会产生创新的成果,而目标问题的性质与意义在很大程度上也就决定了研究成果的性质与意义。实际问题的科学问题提炼即创新体系的建立,科学问题解决方案的策划与实施即创新。

对应用地球物理而言,主要的任务是研究解决国家社会经济发展所必须的资源与环境勘查问题。在现阶段以至未来10~15年,石油与水资源的严重短缺是制约我国社会经济发展的两个主要因素。石油与水资源的短缺不完全是绝对的资源性短缺问题,也有发现不足方面的原因。对照油气资源评价与勘探结果就会发现,我国除松辽盆地石油资源探明率接近80%以外,其它各主要盆地的探明率都不及一半,而塔里木等盆地的探明率还不到10%。问题在于未探明的油气资源主要赋存在深层与非常规复杂油气藏中,而目前的勘探技术难以发现、评价这类油气藏。非常规油气藏之重要类型是缝洞型碳酸岩储层。从地震勘探的角度看,主要的问题是缝洞响应无法识别。这有两方面的原因,一是响应本身很弱,无识别可能;二是对响应特征把握不清楚,无识别办法。以发展有效的缝洞型储层地震勘探技术方法为目标,至少应研究解决如下几方面的科学问题:①双相非均匀裂缝介质中地震波的传播规律与裂缝的地震响应特征;②双相非均匀裂缝介质中地震波传播的物理数学模型与数值仿真技术方法;③地震记录的裂缝信息提取与评价方法技术;④非均匀裂缝介质的地震成像方法技术。对这些问题的系统研究解决,就构成了一个应用地球物理科学研究创新体系。我们姑且称之为裂缝介质中的地震波场理论与成像方法技术。

地震勘探近二十年来一直是应用地球物理研究的重点。其主要原因在于油气勘探需要的推动和石油公司的强大财力支持。但从长远来看,对我国经济与社会发展影响最大的将是水资源的短缺问题,尤其是在西部。石油的短缺对社会经济的影响是急性病,立竿见影,易引起人们的关注,而水资源短缺对社会经济的影响是慢性病,不易引起人们的高度警觉。但石油终归是可以找到替代品的,而水则不然。人可以不开汽车,但不能不喝水。地下水勘查与评价是解决水资源短缺问题的一个重要方面。以地下水勘查与动态评价问题为导向,我们可以建立起另一个应用地球物理基础研究创新体系——含流体裂缝介质的电磁成像方法技术,它包括如下基本内容:①电磁波场在含流体裂缝介质中传播的物理数学模型与数值仿真方法技术;②高精度电磁数据的采集技术与含流体裂缝介质的电磁波场响应特征;③含流体裂缝介质的电磁成像方法技术。裂缝介质的电磁成像创新体系与地震成像创新体系并无很多共同之处。首先是很难从物理模拟实验的角度研究含流体裂缝介质的电磁波场响应特征,其次是电磁数据的采集方法技术研究远未从电磁法研究中分化出来,发展相对落后,至于电磁波场与地震波场性质及特点的不同,则更是不言而语的。

科学研究的选题大致有两类:一是从实际问题入手提炼科学问题,另一是从学科技术发展需要提炼科学问题。有希望形成源头创新的科学研究选题主要来源于解决实际问题的需要。也就是说,以实际问题的解决需求为基础而构建的科学研究创新体系更具源头创新性。

地球核幔动力学研究现状与展望

朱介寿
(成都理工大学地球物理系，成都，610059)

地球在五十亿年的演化过程中，其内部一直存在着大规模的物质流动及化学分异。核幔边界(CMB)是地球内部最重要的物理化学界面(密度从5.57g/cm^{3}增至9.90g/cm^3，温度跃变达1000～2000°K)。地球内部两个巨大的热机(驱动全球构造活动的热机及产生磁场的磁流体发电机)在核幔边界相互作用，进行物质及能量交换。

长时间来，地幔及地核动力学问题只停留在猜测阶段。20世纪60年代提出的板块学说的重要支柱地幔对流及板块的传送带模式，都是臆想的，现在看来并不存在。以后出现了双层对流或全地幔对流模式，以及地幔柱概念。九十年代初，一些日本学者提出了超级热柱及冷柱假说，使地幔对流研究更加混乱。

近10年来，地幔及地核动力学研究获得了重要的进展，高分辨率地震成像，超级计算机模拟及高温高压实验，使我们能通过观测及实验手段研究地球深部的精细结构及核幔动力过程。

从97年到现在已发表了大量的高分辨率地震层析成像成果，尽管资料不同，方法不同，但其结果都十分一致：岩石圈及下地幔底部的横向不均匀十分显著，而地幔中部相对较均匀。在800～2000km深度，沿特提斯及东太平洋俯冲带存在着板片状高速异常。在西太平洋俯冲带，仅在600～900km存在片状高速异常。在太平洋中南部及非洲西部，下地幔底部为低速异常区，东亚及西太平洋下地幔底部为高速异常区。

对CMB上D″层的研究，发现其厚度及速度变化大，各向异性明显。并发现了CMB边界上厚度仅20～40km、波速降低30%的超低速层，它很可能是核幔热交换的源头。

基于高分辨率三维层析成像，用计算机模拟了地幔内温度分布及大规模物质流动，它反映了从中生代150myr以来的地幔动力学模式。其结果与过去假想的对流模式大相径庭。在整个地幔中呈现为大小不等、形状复杂的上升流或下降流。这种物质流与温度分布直接联系，即上升流较热，下降流较冷，地幔中片状或带状异常，主要反映了温度变化。过去有人错误地用古岩石圈板块下沉到地幔底部，以解释高速异常的存在。复杂的地幔流直接带动了地表板块运动。全球地幔流的汇聚点分别在东亚以及美洲(特别是南美洲)。发散点在太平洋及非洲。

地球的磁场由外核流体运动产生，这种流体运动受到内核旋转(相对于地幔快0.2°/年)的控制。内核各内异性明显(>30%)，在地球深化历史中，内核在缓慢增长。

地球表面的洋中脊和大裂谷系是相互联系的且深度不超过4000km。地幔热柱分为深源(下地幔底部)及浅源(400—600km)，它一般与洋中脊或大裂谷系没有直接成因关系。

1998年以来，我们在国家自然科学基金资助下，已开展了地球深层结构的研究，初步获得了欧亚及西太平洋下地幔的速度、地幔内部界面起伏。以及上地幔速度衰减的精细三维图像。对东亚西太平洋的地球动力学进行了探讨。欧亚大陆与西太平洋地区自中生代以来主要受特提斯洋闭合，印度板块陆陆碰撞，东亚大裂谷系解体等重大事件影响，它们都是地幔物质在1.5～2亿年地幔流带动地表岩石圈运移的结果。

地球深部结构及动力学研究已经历了一百多年漫长历史，到目前实际上刚处于起步阶段。尽管近年来已取得了一定进展，但地球内部几千公里以下的物质及能量交换仍然是一个谜，有待在21世纪突破。

本项目为国家自然科学基金重点项目(编号49734150)及国土资源部专项计划(编号20001010)资助。

地球内部结构的宽频带数字地震波形研究

吴建平
（中国地震局地球物理研究所，100081）

20 世纪 80 年代以来，宽频带数字地震台网在全球范围内得到了快速发展，地震台站的全球分布得到明显改善。目前，面向世界各国地震学家的全球数字地震台网观测的波形资料可以通过 IRIS 在华盛顿大学的数据管理中心方便地得到。这些数据包括 GDSN、IDA、GSN、Geoscope、CDSN、MENET、POSEIDON、GEOFON、CNSN 等数字地震台网的资料以及 IRIS 的 PASSCAL 流动地震台阵在全球不同区域的不定期观测资料。"九五"期间，中国地震局在 CDSN 的基础上，建成了由 47 个宽频带数字地震台站组成的中国国家数字地震台网，并相继建成 20 个规模不等的区域遥测数字地震台网。

宽频带数字地震台网的运行和资料的积累，大大促进了全球性和区域性地球内部结构的研究，波形叠加剖面、面波层析成像、接受函数反演、体波波形反演、区域地震波形反演、ScS 多次反射波方法、SS 前驱波方法、介质各向异性研究、介质衰减特性研究和地震相对精确定位等一系列基于宽频带数字地震波形资料的地震学方法得到了快速发展。

20 多年来，利用面波波形资料研究地壳、上地幔速度结构横向不均匀的工作取得了长足的进展。全球面波层析成像的水平分辨率从最初的 4000km 逐步提高到 1000km 左右。区域性面波层析成像的水平分辨率达到 100～400km，揭示出大陆内部不同构造单元之间的深部结构特征。在中国大陆地区，多个研究小组利用数字地震台站的面波资料得到了水平分辨率约 400km 的面波层析图像。随着中国国家数字地震台网的资料积累，中国大陆面波层析成像的分辨率将得到进一步提高。

地幔内部速度间断面是地球圈层速度结构中最为引人注目的特征之一。近年来，以 ScS 多次反射波和 SS 前驱波波形资料为基础的全球速度间断面横向变化的研究，取得了较大的进展。研究表明，在 410km 和 660km 附近的间断面之间，过渡带厚度的变化可达 20km；在地表与核幔边界之间，古老的大陆地区的平均走时比海洋盆地地区小约 7.7s，Q 值比海洋地区的高约 50%；在地幔内部还存在其它间断面，这些界面上、下区域的走时、Q 值以及界面的反射系数存在明显的横向变化。近年来发展的接收函数方法可以为上地幔速度间断面研究提供更高的横向分辨率，特别是在由密集台站组成的天然地震观测剖面中，采用共深度迭加技术可获得高分辨率的上地幔速度间断面横向变化特征。

近年来，宽频带远震接收函数方法在岩石圈速度结构、重要构造单元边界的划分、火山、地幔热柱和地壳各向异性等方面的研究中得到了广泛的应用。由于远震接收函数能较好地反映台站下方附近的速度结构，并且对速度界面特别敏感，可以提供高分辨率的速度结构横向变化信息。

宽频带体波波形和区域地震波形反演技术是上地幔速度结构研究中的重要方法，与走时资料相比，波形资料能更好地反映地球内部的速度梯度特征。80 年代以来，以宽频带体波波形资料为基础的速度结构研究给出了全球一系列重要区域的上地幔速度结构。90 年代以来，区域地震波形反演方法受到了地震学家的重视，它在岩石圈速度结构和岩石圈厚度的横向变化研究中具有良好的应用前景。

随着地震学理论和地震观测技术的不断发展，地震波形反演技术将在的地球内部结构研究中发挥越来越重要的作用。

世界油气勘探开发的新热点——深海

洪 菲 胡天跃

（北京大学地球物理系，北京，100871）

1. 概述

90年代中后期以来，随着深海技术的进步，寻找新型大油气田的成功率明显上升，深海勘探进入了一个新的纪元。从一度被人们称为“死海”的墨西哥湾深海勘探取得的巨大成功开始，由此与深海相关的油气勘探开发每年以近30%的速度上升。究竟多深才能称之为深海呢？工业界认为：不能用传统的固定平台而开始利用其他方式的设备如漂浮平台、拉腿平台、单固定平台和海底开采设备就认为是深海。根据统计数据，深海泛指大于300米的水域。

2. 关键技术

（1）似地震反射面 在海底有一种冰冷的且能燃烧的冰块晶体将成为未来的清洁能源，它被称为水合甲烷（即天然气水合物）。初步估算，这些物质的储量可能超过全球陆地煤炭、石油和天然气总和的两倍。在地震剖面上，用于探测水合物的似地震反射面代表了水合物稳定储藏的底部，是水合物沉积层与界面下自由天然气的过渡带。

（2）混合地震反演 在深海区，混合地震反演技术综合了叠前叠后反演技术，在缺少测井资料的情况下，有效地进行大数据量反演。其基本思想是首先给定深度间隔产生一组随机模型，采用每一个随机模型计算出合成数据，将合成数据与观测值进行对比，用遗传算法修改模型并进行反复迭代，直到观测值与合成数据达到一致，将从这些模型中所获得的参数作为迭后反演的低频背景波阻抗趋势来进行混合反演。

（3）区域多次二维叠前深度偏移 深海钻探的高风险和高投资要求对储层分辨率进一步提高，广泛采用高分辨率的叠前深度成像。大尺度的多次二维深度偏移处理比起对每一条二维测线分别进行处理来说，是进行重点区域调查有效的方法，既能得到更多的内部信息又可以经济、省时地得到精确深度成像，其优于稀疏二维和局部三维勘探。

（4）地震和地质力学方法 在深海，由于缺少测井资料，AVO成为现今最流行的直接检测烃类物的方法。然而，压力、岩性和薄层效应都会导致伪AVO效应。在深海，仅仅依靠AVO是不行的。通过结合有效应力和岩性可以测出封闭，岩石能量衰减也是检测油藏性质的好方法。

（5）近偏移距压制多次波 在深海，一阶海底多次波或微曲多次波几乎同时到达或强烈影响一次波。常用的去多次波的方法（如拉冬，f-k方法）需要进行内切除，但就会失去解释中重要的近偏移距信息。采用基于模型的自适应Kirchhoff型加权叠加算法，通过对振幅和相位的估计实现较好地消除了深海地区近偏移距的多次波的目标。

3. 展望

在将来的10年，国外深海作业的一些领域如电子油田、钻探成像、实时深度成像、多分量成像、环境和灾害分析、海底检波器随地形排列等方面将成为新的趋势。在国内，2000年中国海洋石油总公司的招商通告中，南海深海区块占招商区块总面积的54%，我国南海深海地震勘探活动必将使我国的深海勘探开发事业推向一个新时代。

本研究由教育部高等院校骨干教师资助计划资助。

智能化地震事件识别和定位系统研究现状与趋势

刘希强[①] 周蕙兰[②] 沈萍[③] 季爱东[①]

我国在从地震计到地震参数产出的全国过程中，借助于公共技术，数字观测和通讯部分已达到很高的水平；观测和显示系统已能满足需要；唯独中途的震相识别，至今离不开人的干预，人的经验智慧，没有形成一套适用于全国和区域的自动化地震事件识别和定位实用化软件系统。曲克信、张少泉等老专家对中国地震数字化工作中的这一"脖颈"问题表示担忧。

国内外基于各台网运行的地震定位系统，存在以下科学问题需要解决：①发展满足人们精度并能自动识别宽频带记录图中震相的方法；②进一步降低事件触发的误判率；③发展事件触发后构造地震和非构造地震分类的自动识别方法；④提高软件系统的智能化程度。目前事件的一次定位误差较大，主要是由震相识别误差大或有误所致，导致二次定位更多的是靠人机交互。与P波识别相比，S波自动识别的精度更不尽人意；⑤以往适应于窄频带台网运行的软件系统，已不完全适合在宽频带台网中运行；⑥完善和更新区域地震震相走时表和速度模型数据库，结合波形相关分析技术，以提高地震定位的速度和精度。

目前，世界上进行的核爆当量越来越低，各地经济的发展又使得台站记录的背景噪声加大，人工爆破和矿爆的频次逐年提高，加之宽频带记录包含的频率成分比模拟记录更加丰富，因而增加了对地震事件和震相准确识别的难度。我们认为，要寻找新的进行地震模式和震相准确识别的有效的判据，必须从两个方面着手：一是突出事件记录中的震源信息，特别是震源随时间变化过程，来提取随机干扰与有效信号、有效信号之间（此指构造事件和非构造事件）在震源过程中随时间变化的差异；二是突出事件记录的时间进程，即观测信号的非稳态性质。综观前人提出的各种判据和方法，基于线性、高斯性和稳态性信号假设的方法居多，判据只反映了研究窗口中时间序列的平均折中结果。要区分随机干扰、构造地震与非构造地震的震源信息差异，数字化记录时间进程中的差异，发展基于非线性、非高斯性和非稳态信号模型的地震模式识别和震相识别方法，才是解决研究问题的根本所在。然后，采用神经网络技术进行综合识别，必定会提高震相识别精度。在震相识别精度提高的前提下，基于完善和更新后的区域地震震相走时表和速度模型数据库，可实现智能化地震定位"快"和"精度高"的目标。

以数字化台网为依托，今后应开展如下研究工作：①背景噪声、构造地震与非构造地震识别方法研究；②震相类型和震相自动识别方法研究；③综合信息识别的神经网络设计；④根据地震目录观测报告建立震相走时数据库和区域地壳速度模型；⑤地震定位参数反演；⑥智能化软件系统研制。

通过研究，实现如下目标：①寻求能够分离出震源破裂信息的有效方法。如利用小波（包）变换对时域地震信号进行不同尺度的分解，通过对不同尺度下信号瞬时特征物理量、多分辨率能量及其分形特征分析得到背景噪声、构造地震和非构造地震的有效判据。②基于P波和S波具有不同的偏振特性来寻求区分震相类型的有效方法和判据。③为了使地震震相类型识别方法更加有效，寻求对观测资料进行带通滤波而信号失真度较小的有效方法。④寻求适合于描述非稳态地震波模型的有效震相识别方法，提高识别的准确率，使错误识别率得到进一步的降低。⑤设计有效的神经网络系统，提高神经网络学习效率、智能化水平和综合识别准确率。⑥根据有观测以来的地震目录观测报告建立震相走时数据库和区域地壳速度模型，使自动化定位精度不低于人机交互定位结果。

本研究受国家自然科学基金会资助（课题号 40074007）

① 山东省地震局 济南 250014
② 中国科学院研究生院 北京 100039
③ 中国地震局地球物理研究所 北京 100081

机载激光海底测深技术的发展和展望

昌彦君 朱光喜 彭复员
(华中科技大学电信系,武汉,430074)

机载激光海底测深是一种利用机载激光发射和接收设备,通过发射大功率脉冲激光,进行海底深度探测的先进技术。该技术基于海水中存在一个类似于大气的透光窗口,通过从飞机上由激光雷达向下发射高功率、窄脉冲激光,同时测量水面反射光与海底反射光的走时差,并结合蓝绿光的入射角度、海水的折射率等因素进行综合计算,获得被测点的水深值。再与定位信号、飞行姿态信息、潮汐数据等综合,确定出特定坐标点的水深。由于激光测深系统借助机载,并辅之激光扫描和GPS全球定位技术,可以满足大面积、高速度、高精度和低成本的现代测深的需要,因此,其发展水平和发展方向受到广泛地关注。

自从上世纪60年代末第一个机载激光海底测深系统问世以来,世界上已有美国(AOL,OWL,SHOALS等系统)、加拿大(LARSSEN-500)、瑞典(FLASH,HAWKEYE)、澳大利亚(LADS,WRELADS)、俄国(Chaika,Makrel-Ⅱ)、法国、荷兰等近十个国家,先后开展了机载激光海洋测深系统的研究和开发工作,经过不断地试验和改进,现已进入实用阶段。我国从20世纪80年代末开始,开展了机载激光海洋探测系统的研制,并成功地研制出了我国第一套机载激光海洋探测试验系统,1996年5月在海上进行了机载探测试验,成功地探测到了水深80-90m海底回收信号。总的来看,美国、加拿大、瑞典、澳大利亚四国,开展研究的时间比较长,技术水平一直处于领先地位。

在21世纪里,机载激光海底测深技术目前已显露的发展趋势有以下几个方面:①采用1-2KHz高重复频率的半导体泵浦Nd:YAG固体激光器。提高重复频率是为了适应高搜索效率、高分辨率的需要;采用半导体泵浦固体激光器,因为它出光效率高(从而可以提高探测能力)、体积小、重量轻,更适合于机载。②采用先进的计算机和高速信号处理硬件,使得信号检测、存储和显示都可以在1-2KHz高脉冲重复频率下实时完成。做到飞机飞过之处,海底地形就可实时显示出来。③使用带宽更窄的滤波器,通过空间滤波、偏振滤波等技术,抑制海水后向散射,提高系统的测深能力;尤其是,采用多种手段联合或探索新的测量方法和技术进一步消除或抑制背景噪声,提高系统白天的测深能力。④用点阵扫描与成像探测相结合的探测技术,在提高探测能力和提高识别能力方面进行优势互补。点阵扫描虽然探测深度较大,但是由于点阵密度不高,不足以显示目标的轮廓,而又无法根据目标的回波特性来区分不同目标,识别能力较差。成像探测却可以显示水下目标的轮廓,有利于较好地识别目标,但其探测深度较浅。把两者相结合、有机地配合起来,则可能达到更好的效果。⑤进一步减小系统的体积、重量和能源耗费,提高整个系统的机动性,以及完善自动导航仪与系统的接口,开发简便的系统软件界面,使系统操作简单化、自动化等也是机载激光海洋探测系统的发展趋势。

机载激光海底测深技术是集光、机、电为一体的系统,它涉及大气光学、海洋光学、激光技术、信息检测技术、计算机技术等诸多领域。激光光束的高分辨率能获得海底的传真图像,从而可以详细调查近海海底地貌和海底底质;其发射和接受系统借助机载后,具有速度快、覆盖率高、灵活性强的特点。可作常规海道测量、海底地貌测绘之用,尤其是具有能对舰船不宜到达的海域进行探测的优势。海洋大国已广泛用其开展近海或沿岸大陆架海底地形测量,因此,机载激光测深技术必将以提高探测精度、提高探测能力、提高识别能力和提高作业效率四个方面为方向,得到进一步地发展。

准噶尔盆地、天山造山带、塔里木盆地、阿尔金造山带、柴达木盆地和昆仑造山带(北缘)岩石圈结构及其动力学研究

赵俊猛[1] 张先康[2] 王尚旭[3] 鲁兵[1] 张进[1] 卢苗安[1]

(1 中国地震局地质研究所,2 中国地震局地球物理勘探中心,3 石油大学)

准噶尔盆地、天山造山带、塔里木盆地、阿尔金造山带、柴达木盆地和昆仑造山带(北缘))岩石圈结构及动力学研究是国家 973 课题(编号:G1999043301),其宗旨是用综合地球物理方法获得准噶尔盆地、天山造山带、塔里木盆地、阿尔金造山带、柴达木盆地与昆仑造山带(北缘)的地壳上地幔结构,建立盆山耦合关系,探讨叠合盆地形成演化的深部动力学背景,结合地质资料进行综合分析,编制地学断面,建立中国西北部(特别是青藏高原北缘)的地球动力学模型。本课题的前期研究是完成以下三条剖面:

1.库尔勒-托克逊-吉木萨尔综合地球物理剖面

剖面长 600km,主要考察塔里木盆地北缘、准噶尔盆地南缘与天山造山带的地壳上地幔结构和盆山耦合关系;研究吐鲁番盆地与博格达山的深部地球动力学过程;结合沙雅～布尔津剖面的研究成果以及国内外的有关资料综合研究天山造山带的分段特征及其与塔里木盆地、准噶尔盆地在不同地段的盆山耦合关系。

2.大柴旦—若羌—库车综合地球物理剖面

剖面长 1400km,主要考察柴达木盆地的地壳上地幔结构;柴达木盆地与阿尔金造山带的接触关系;阿尔金造山带与塔里木盆地的耦合关系;塔里木盆地沿 40 线附近的南北分块的深部构造特征;满加尔坳陷和库车坳陷的深部结构。

3.格尔木—大柴旦—花海子综合地球物理剖面

剖面长约 400km,主要确定乌图美仁断裂是否存在及其深部依据;柴达木盆地南北分块的深部依据以及各块体的构造差异特征。

沿上述三条剖面分别进行人工地震宽角反射/折射探测、重磁联合反演,并结合 MT 资料和地质资料综合分析,获得了以下主要的、初步认识:

(1)塔里木盆地与准噶尔盆地向天山造山带对冲。在盆山结合部位分别发现了双层莫霍面以及莫霍面间的低速体。这与沙雅—布尔津剖面所揭示的塔里木盆地向天山造山带单侧“层间插入与俯冲消减”形成明显差异,也是东、西天山岩石圈尺度构造差异的显著特征之一。

(2)博格达山的快速隆升主要由准噶尔盆地向天山的俯冲所引起的地壳抬升和作为独立块体局部抬升双重因素引起的,与吐鲁番盆地的形成具有统一的深部构造背景。

(3)库车坳陷的西侧为塔里木盆地与天山接触带,东侧为俯冲消减转换带,中、下地壳在莫霍面下凹的背景上分别发育壳内低速层,构成了塔里木盆地整体结构的特殊部位。

(4)北纬 40 度线南北存在明显的地壳速度差异。

(5)塔里木盆地向阿尔金造山带俯冲消减。

(6)柴达木盆地与阿尔金造山带表现为走滑接触,接触带两侧存在速度差异。

(7)柴达木盆地地壳较厚(约 60km)。在格尔木与达布逊湖之间存在岩石圈尺度的界面以及速度等值线陡变带,推测为深断裂所致,但这一断裂没有断到地表。

(8)将准噶尔盆地、塔里木盆地和柴达木盆地作一比较便可以发现:A 它们的地壳平均厚度不同(准噶尔盆地为 50km;塔里木盆地为 55km;柴达木盆地为 60km);B 它们的基底速度不同(准噶尔盆地为 6.3km/s;塔里木盆地为 6.0km/s;柴达木盆地为 5.8km/s);C 它们的地壳结构不同(柴达木盆地的中地壳发育 C3 界面);D 它们的岩石圈结构不同(准噶尔盆地和塔里木盆地的基底顶界面与莫霍面呈同步起伏,在南北应力作用下表现为整体变形特征;柴达木盆地的基底与莫霍面呈近似镜像关系,与华北和渤海湾盆地有类似之处。

地震勘探发展与三维矢量波场

姚陈 陈祥国
（国家地震局地质所，国家地震局地球物理所）

地震法在整个地球物理勘探中扮演主要角色。对于传统的单分量记录，通过滤波、叠加和偏移得到构造成像，这些已构成整体格架并形成产业能力。在长期发展中，西方国家在理论、方法及技术进步方面起着主导作用，其商业化的处理软件对我国地震勘探业形成冲击。我国地震科研虽奋力拼搏，但因缺少在重大理论和概念上实现突破的机会，整体发展上已很难有大作为。跟踪型发展类似国外做作业、我们抄作业，结果必然降低我国在基础理论和重大科学上提出问题和解决问题的能力，在学术上也降低自我评判能力。国内建立大型研究项目多限于地质目标，对所要求的地球物理支撑重视不够。

从陆地到海底接收，地震勘探发展的一个突出特点是三分量观测大量增加。我国地震理论界更早地意识到，相比单分量仅记录到波空间振动的部分投影，三分量具有的根本优势是其记录到的是三维矢量波场。矢量波场是由各波矢量构成的场。基于反射矢量波场来研究解释反射，这意味着地震勘探从标量场向矢量波场的转换，无论在理论基础、资料处理、数据解释还是信息提取上都意味着一场革命。

理论上需加强各向异性和横向非均匀性介质中三维矢量波场的研究。如多层介质的反射 P 波和转换横波构成三维矢量波场，横波分量是两个近似正交偏振波矢量相互干涉的结果，与三维倾斜界面有关的反射波、侧向波等都具有三维空间偏振。对于反射波矢量的时距，我国提出基于多层各向异性介质能量反射研究，使得率先走出速度各向异性的理论误区成为可能；理论上提出反射 PS 波仍具有双曲时距，这为发展纵、横波速度联合反演提供了理论基础；对于海底反射，提出基于矢量波场研究解释各类波的性质和特征等。空间偏振是波矢量的第一本质特征，有必要突出与偏振有关的波的动力学特征研究。理论和概念上的突破将为观测数据的处理解释提供依据，也关系到信息提取途径。

需要从新的视角考虑三分量资料处理技术的发展。具有不同偏振、振幅和到时的波矢量相互干涉和叠加导致反射波场复杂性，也影响记录的信噪比。因在单分量记录上看不到波的全部振动，以往只能通过波的频率差异或视速度差异压制非反射波，通过叠加突出有效反射。我国提出基于波矢量的偏振差异从相干波场中将不同偏振方向的波分离开，并率先将研究从笛卡尔坐标扩展到仿射坐标。目前波场分离技术仍限于三个波矢量构成的相干波场问题。对于数目更多的波矢量构成的相干波场，波场分离需建立新的数学格架并解决相应的理论问题。综合和有效利用各波矢量的偏振、频率和视速度差异发展波场分离法涉及到未来地震学资料处理的重大技术创新。

在观测解释方面，克服反演非唯一性的根本途径是扩大地震记录上的信息利用量。我国用反射率法理论地震图标定层速度的研究结果表明，地震波走时反演存在多解性和不确定性问题，需要增加波的偏振、振幅和波形等作为反演约束条件，而与此相关的矢量波场反演比标量场走时反演要复杂的多。

信息提取包括精细构造成像及获取有关岩性和裂隙、孔隙岩体内部细结构更多信息。相比以往，信息量将成倍增加。综合利用不同性质的反射波矢量，要求更新信息的提取途径和信息显示方式，这方面尚有相当大的发展空间。

三分量记录显示出的波场特征目前在国内、外引起不少理论上的困惑，涉及到数据处理、反射性质、观测解释和信息提取诸方面。这要求各方面的创新研究，也给我国地震勘探提供了新的发展机遇。

本研究由中国国家自然科学基金 49874012 资助。

固体破裂的均匀化理论

安镇文　朱传镇

（中国地震局地球物理研究所，北京，100081）

固体介质(材料)的损伤、扩展与破坏是由于内部大量微损伤(裂纹与空洞)的萌生、扩展和传播的级联作用，导致介质(材料)宏观力学性能的弱化直至最终的断裂与失稳。它是当前力学界、工程界、国防工程，特别是地震学界十分关注的一个焦点，也是固体力学的基本问题之一。它与湍流并列，堪称力学中最复杂、最困难的两大难题。特别是地震问题，其背景十分复杂，其物理过程涉及到很强的非线性作用。

由于问题的复杂性，显然，简单的还原论思想难以揭示固体损伤、扩展和断裂过程的复杂性和裂纹分形生长过程中表现出来多值、易变和不断分叉的物理本质。在损伤破裂扩展研究中，许多研究仅仅涉及到介质(材料)性质，几何特征及空间分布的研究。我们则致力于地壳系统岩石裂纹扩展的分形动力学和能量输运过程的复杂性研究。我们认为固体损伤、破裂和扩展仅在介质的均匀和各向同性条件下进行，其破裂的大小依赖于时空均匀化的尺度。当固体在某范围达到临界均匀之后，若有扰动发生，只要有足够的动量，那么破裂就开始传播，直到均匀尺度结束为止。因此，破裂过程乃是一个系统的均匀化过程。为讨论这种动态过程，首先假定在地幔对流作用下和板块运动过程中，介质在空间上的不均匀性和各向异性导致了介质在某个空间上有能量的积累和应力集中，其后效是导致能量高的地区向低能量区流动。我们称此过程为使介质均匀化和各向同性。假定能量的不均匀程度可用梯度 ∇u 表示，扩散流强度 q 与梯度 ∇u 的关系是

$$q=-D\nabla u$$

这里 D 为扩散系数，取为常数。为简单起见，这里仅考虑一维扩散，即扩散仅沿 x 方向进行。在平行六面体中设 $q|_{x}dydz$ 是流入的能量，$q|_{x+dx}dydz$ 为流出的能量。同时考虑小六面体中有一广义流。于是有：

$$-(q|_{x+dx}-q|_{x})dydz+\frac{\partial^{2/3}u}{\partial x^{2/3}}dxdydz=-\frac{\partial q}{\partial x}dxdydz+\frac{\partial^{2/3}u}{\partial x^{2/3}}dxdydz$$

由扩散定律，得到一阶非整数阶演化适定方程：

$$\frac{\partial u}{\partial t}=D\frac{\partial^{2}u}{\partial x^{2}}-\frac{\partial^{2/3}u}{\partial x^{2/3}}$$

$$u(0,t)=0,\quad t>0 \qquad \text{(边界条件)}$$

$$u(L,t)=0,\quad t>0$$

$$u(x,0)=\Phi(x),\quad t>0 \qquad \text{(初始条件)}$$

应用非整阶微积分方程理论，我们求解了上述非整阶演化方程的解答：

$$\mu(x,t)=\exp(-\frac{x}{2D})\sum_{n=1}^{\infty}\left\{\frac{bn}{[\frac{n^{2}\pi^{2}D}{L^{2}}+\frac{1}{4D}]}+\left[D_{n}-\frac{bn}{\frac{n^{2}\pi^{2}D}{L^{2}}+\frac{1}{4D}}\right]\exp\left(-\left[\frac{n^{2}\pi^{2}D}{L^{2}}+\frac{1}{4D}\right]t\right)\right\}\sin\frac{n\pi x}{L}$$

其中：

$$b_{n}=-\frac{2}{L}\int_{0}^{L}c_{1}x^{-5/3}\sin\frac{n\pi x}{L}dx$$

$$D_{n}=\frac{2}{L}\int_{0}^{L}\exp(-\frac{x}{2D})\Phi(x)\sin\frac{n\pi x}{L}dx$$

我们发现由于演化方程中存在着的耗散源，物理模型上这一微小的变化，却导致了非常复杂的结果。方程最后的解要比经典的扩散方程复杂得多。这一方程描述了固体损伤破裂过程的复杂性。它揭示了固体破裂前的成核过程和均匀化过程，系统失稳破裂的尺度依赖于成核区的大小。

目前应用地球物理学本科教育所面临的挑战与对策

孙建国　杜晓娟
（吉林大学地球物理系，长春，130026）

本文讨论目前应用地球物理学本科教育所面临的挑战及迎接挑战的对策。在即将进入到21世纪的前夜，国家对高等学校的专业目录进行了大范围的调整，原属工科的应用地球物理学本科专业被与其它相邻学科合并重组为勘查技术与工程专业，不再单独存在。而作为研究生专业的应用地球物理学则与应用地球化学等专业合并组成地球探测与信息技术专业。在这种新形势下，具有工科性质的应用地球物理学教育面临着严峻的挑战。首先，应用地球物理学本科教育所面临的第一个问题，是实验教学时数的大幅度压缩和裁减。以原长春科技大学（现吉林大学）地球物理系为例，应用地球物理的专业课的实验教学时数分配，已从以前的近百学时压缩至30～40学时。其次，应用地球物理学本科教育所面临的第二个问题，是专业课教学计划事实上的部分落空。按传统的教学大纲，应用地球物理专业课的教学主要安排在第六及第七学期。由于准备考研和寻找毕业后的去向，有相当多的一部分学生利用专业课时间参加各种不同类型的考研补习班，或是与有关用人单位洽谈。由此造成的后果，是只有部分学生能完成规定的专业课学习内容。（这对其它专业也是如此。）最后，应用地球物理学本科教育所面临的第三个问题，是学生对学习应用地球物理缺乏兴趣。由于我国目前的体制还不能使每个进入大学的学生都按个人的兴趣和意愿选择专业，所以有相当的一部分学生是被调整到原应用地球物理（现勘查技术与工程）专业中的。因此，从一迈进大学的校门开始，这部分学生就打算在毕业后通过考研究生或是通过找工作的方式来改换专业。因此，在学习上，这部分学生或是集中主要精力学习与计算机有关的各种课程，或是把大部分的时间用来学习其它学科（例如电子光学，应用数学）的专业课和专业基础课。另一方面，由于勘查技术与工程专业涵盖了遥感、应用地球化学等专业方向，而这些方向中的一些学科又在表面上比地球物理更多地或更直接地应用计算机，所以有相当多的一部分学生在学习及考研究生的选择过程中，选择了非地球物理方向。类似的问题在原长春科技大学即使是按应用地球物理专业培养的2001届本科毕业班中也曾经出现过。

出现上述问题的原因有下列三种：①国家和管理部门的政策性变化，例如实验教学时数过少的问题；②市场经济的必然结果，例如为了考研和找工作而缺课；③传统的课程体系不适应新专业在设置上的要求；④本科学生对应用地球物理的历史和现状了解得太少。对于前两个原因，学校只有适应和执行；而对后两个原因，人们却可以采取相应的措施加以改善。

因此，目前我们遇到的挑战性问题是：①在新的勘查技术与工程专业中，如何建设应用地球物理这一专业方向？②在新专业所限定的学时范围内，如何开展应用地球物理的教学工作？③如何引起学生对地球物理的兴趣，吸引学生进入地球物理的学术与应用天地？

为解决上述问题，我们首先应改革现有的课程体系。对于勘查技术与工程专业中的应用地球物理，应以实用性为主，兼以介绍最基本的理论基础。其教学的基本内容应是野外的工程设计和室内的资料整理解释方法，而将原理方面的内容后移到硕士生阶段。其次，我们要充分地利用现代的技术手段，编制多媒体教材，以声音和图像相结合的方式来提高单位时间内的教学信息量。三是要利用各种方式和手段介绍最前沿的地球物理技术及目前国内外的发展趋势，使本科学生了解地球物理的未来。最后，高等学校应与产业界开展密切的合作，聘请有关企业中的专家和管理人员到学校来介绍产业界的实际情况，使学生对今后所要从事的工作有更全面的了解。

2. 油气与煤田地球物理勘探

莺琼盆地岩石弹性物性规律的研究

张树林

(中国海洋石油研究中心南海西部研究院,湛江,524057)

1. 研究意义

本研究为多波地震资料在气藏和岩性预测方面的应用打下了坚实的基础、提供了可靠的依据。利用的资料和数据有:岩芯实验室测试数据、全波列数据和井旁地震资料。

2. 含不同流体岩石的弹性模量的变化

理论上,当岩石含气体以后,岩石的刚性模量显著降低,而剪切模量基本不变(有时稍微增加)。从莺琼盆地数口井的岩芯实验室测试数据及计算结果来看,含气岩石的刚性模量(K_{dry})比含盐水岩石的刚性模量(K_{wet})小得多;而含气岩石的剪切模量(μ_{dry})与含盐水岩石的剪切模量(μ_{wet})基本一样(含气岩石的剪切模量稍有增加)。含气岩石的刚性模量一般比含盐水岩石的刚性模量小 15Gpa 左右,而含气岩石的剪切模量只比含盐水岩石的剪切模量大 2Gpa 左右。

3. 纵横波速度比和岩石弹性参数的变化规律

岩石的纵波速度由岩石的刚性模量和剪切模量及密度决定,而横波速度只由岩石的剪切模量和密度决 [illegible] 气以后,纵波速度肯定会大幅降低,横波速度基本不变。相应地,含气岩石的纵横波速度比和泊松比也将大幅降低。

4. 纵横波波阻抗与纵横波速度比和岩石弹性参数的相关性研究

利用全波列测井数据(陵三段气层和上覆盖层),对纵横波波阻抗与速度比或泊松比的相关性进行详细分析,得出结论:(a)砂岩和泥岩的数据点明显分离;(b)相对于盖层泥岩而言,气层砂岩的速度比和泊松比明显偏低;(c)气层砂岩的纵波波阻抗稍低于泥岩的纵波波阻抗,而砂岩的横波波阻抗则相反。

5. 地震波参数、岩石密度和孔隙度的相关性研究

含盐水和含气岩芯的速度比、泊松比与孔隙度的相关性都很差。

6. 高温高压地层的岩石弹性参数的变化规律

莺歌海盆地泥底辟中深层属高温高压地层。从实验室岩芯测试结果,得出几个结论:

(1)在围压 6.6～65.4Mpa、温度 25～170℃的范围内,莺歌海盆地完全饱含气砂岩、粉砂岩的静泊松比在 0.002～0.246 之间变化;

(2)在围压 14.4～87.7Mpa、孔压 6.7～70Mpa、温度 25～170℃的范围内,完全饱含水的砂岩、粉砂岩的静泊松比在 0.198～0.360 之间变化;

(3)在温度不变时,饱含气岩样的静泊松比随围压的增大而增加;

(4)在围压不变时,饱含气岩样的静泊松比对温度的变化不敏感;

(5)在温度和孔隙压力不变时,饱含水岩样的静泊松比随围压的增加而降低;

(6)在围压和孔隙压力不变时,饱含水岩样的静泊松比对温度的变化不敏感;

(7)在温度和围压不变时,饱含水岩样的静泊松比随孔压的增加而增大;

(8)对于不同孔隙的砂岩,当有效压力从 200psi 增加到 2500psi 时,纵横波速度比是增加的;当有效压力大于 2500psi 时,速度比基本不变。

7. 纵横波速度比和泊松比随深度的变化规律

浅层岩石(无论含气与否)的速度比和动泊松比均随深度的增加而快速降低。

从莺歌海盆地中深层(深度大于 2500 米)岩样的实验室测试结果发现:岩样的速度比和泊松比几乎不随深度而变化。笔者利用地震资料计算了不同测线、多个物理点的中深层的速度比和动泊松比,也得出与实验室相同的结论。

近海四分量地震资料解释方法研究

张树林 李绪宣
（中国海洋石油研究中心南海西部研究院，湛江，524057）

1.概述

海上四分量地震技术是一个新的油气勘探技术，我们对其解释方法进行了研究。研究内容可归结为“一规律、五方法、五系统”。“一规律”即“莺琼盆地岩石弹性物性规律的研究”；“五方法”即“纵横波层位拾取和对比方法、四分量地震参数及衍生参数的计算方法、四分量地震岩性预测方法、四分量多分量地震烃类检测方法、四分量地震地层各向异性研究方法”；相应地，初步开发了五个四分量地震资料解释子系统。

2.四分量地震岩性预测及气层检测方法

(1)岩性预测方法

我们主要研究了莺歌海盆地中深层的岩性预测方法。从岩石弹性物性规律的研究中发现，泊松比对地层岩性的变化是很敏感的。砂岩、砂泥岩、泥岩的泊松比是完全不一样的。我们制作了利用泊松比来预测莺歌海盆地中深层岩性的量板。

(2)气层检测方法

1)浅层气层检测方法

①浅层气层、含钙层纵横波正演模拟　地震正演模拟是指导和检验地震资料解释的一个重要方法。充分利用测、钻井资料设计一维或二维地质模型，利用纵横波速度的线性或非线性相关模型计算出横波的时差，从而得到纵横波速度。利用有限差分模拟法(选用爆炸反射模型)进行地震模拟。利用模拟的结果对莺歌海盆地浅层气层和含钙层的纵横波的动力学特征进行分析：浅层气层和含钙层在纵波剖面上均表现为亮点；浅层气层在横波剖面上表现为正常振幅，含钙层在横波剖面上表现为亮点。

②浅层气层检测方法　研究发现，莺歌海盆地浅层气层的纵横波振幅比明显低于非气层，气层的纵横波速度比明显低于同层的非气层。因此，我们用纵横波振幅比和速度比来检测浅层气层，也就是说，如果在纵波剖面上出现亮点、转换横波剖面上不出现亮点，并存在顺层的速度比的明显低异常的话，就可预测浅层气层的存在。

2)中深层气层检测方法

由于深层气层的存在并不一定导致纵波剖面上出现亮点，而泊松比对气层是非常敏感的，所以，在预测深层气层时，用泊松比来检测气层。深层储气层的泊松比往往小于 0.269。我们制作出了岩性预测和气层检测的量板。

3.四分量地震岩石各向异性研究方法

我们通过研究分析了：①Y 分量能量的强弱；②转换横波的闭合差；③不同方向的转换横波的振幅；④准各向异性系数的大小；⑤泊松比的正负来研究和分析各构造岩石的各向异性(裂隙的发育程度)。

我们利用上述方法对莺歌海盆地的四分量地震资料进行了解释和应用，取得了很有意义的成果。

4.结论

本研究为莺歌海盆地四分量地震资料的解释打下了基础、提供了解释手段。

近海四分量地震勘探效果分析

李绪宣 张树林

(中国海洋石油研究中心南海西部研究院,湛江,524057)

1. 前言

在莺歌海盆地的勘探历程中,遇到了许多纵波地震无法解决的难题:纵波剖面上存在大量的气烟囱及其它类型的反射模糊区使得构造无法落实(构造高点及构造形态不清等)、纵波岩性亮点的存在使得钻井屡屡落空、中深层是否存在气层及如何检测等等。为此,我们在莺歌海盆地开展了四分量地震采集、研究及应用工作。

2. 四分量地震在构造勘探中的应用

(1)纵横波分辨率比较

从频谱分析得知,浅层横波的分辨率高于纵波,中层横波的分辨率稍高于或等于纵波,深层横波的分辨率等于或稍低于纵波。

(2)四分量地震在构造勘探中的应用

四分量地震的构造勘探效果主要表现在以下几个方面:①莺歌海盆地纵波地震剖面上存在大量的气烟囱(气云),而在转换横波剖面上不存在气烟囱,成像清晰。②在纵波剖面上,除气烟囱外,还存在着其它原因引起的模糊区,通过纵横波剖面的对比,可找出纵波反射模糊的原因,把模糊区分成三类:a.浅层气屏蔽型;b,浅层气屏蔽+裂隙破碎型;c.高度破碎型。③由于浅层横波的分辨率比纵波高得多,因此,可用横波地震资料进行近海底地层结构调查。④利用转换横波可发现纵波不能发现的微幅度构造和小断层。⑤纵波剖面上有些构造的高点成像不清,而在转换横波剖面上,构造高点清晰。⑥利用转换横波可基本搞清构造关键部位的形态。

3. 四分量地震在浅层气层预测中的应用

为了检验四分量地震预测浅层气层的效果,我们假设四分量地震测线上没有井(实际有五口井位于测线上),单纯用纵横波振幅比和速度比来检测气层。检测出气层后,再与井的测试结果对比。我们预测的浅层气层与钻井测试结果完全一致。

4. 四分量地震在中深层岩性预测和气层检测中的应用

利用四分量地震资料,我们对乐东 8—1、乐东 22—1 和岭头 33—1 等构造进行了岩性预测和气层检测。从预测结果来看,乐东 8—1、乐东 22—1 构造中深层的勘探前景是光明的。同时,我们预测出了特殊岩性体。

5. 四分量地震在岩石各向异性研究中的应用

通过对测线交点处的闭合差和反射振幅、Y 分量能量、泊松比值及准各向异性系数的分析和研究,我们得出:①乐东 8—1 构造北部的各向异性强于南部;②乐东 8—1 构造的各向异性强于乐东 22—1 构造;③乐东 22—1 构造的各向异性稍强于乐东 11—1 构造;⑤乐东 8—l 构造的裂缝走向为北东—西南向;乐东 22—1 构造中浅层(3000 毫秒以上)的裂缝走向为北东—西南向,深层裂缝走向为北西—南东向;乐东 11—1 构造的裂缝走向难以定论,从浅至深走向不断发生变化。

对各向异性的探讨和研究有助于储层预测、钻井及测试、油气田的开发,具有很高的研究和应用价值。

多波多参数分析及反演方法

罗省贤 李录明

(成都理工学院,成都,610059)

多波多分量地震记录中携带了丰富的地层岩性及地层裂缝信息,如何提取这些信息进行地层岩性预测及地层各向异性研究,是多波多分量资料处理乃至多波勘探中的重要研究课题。本文针对多波多分量资料中的多参数提取问题,研究了一套多波多参数分析及反演的方法和技术,可获得多种表示地层信息的参数。

1. 多波 AVA 分析及反演

多波 AVA 分析包括多波 AVO 道集建立、AVO 到 AVA 的转换、AVA 曲线拟合及多波属性剖面的形成,可获得纵波反射系数剖面、横波特定角反射系数剖面、纵波梯度剖面、横波速度、密度及波阻抗变化剖面,这一研究是在文献[1]基础上的发展。多波 AVA 参数反演建立在多波振幅信息与 V_S、V_P 及 ρ 的关系的基础上,由精确的振幅系数公式和近似的振幅级数表达式形成两种反演方法,通过多波 AVA 反演、V_S、V_P 及 ρ 的反演方程为

$$(A+\lambda I)\Delta p=J^T(F_r-F_0)$$

式中,$A=J^TJ$,J 为偏微分方程矩阵,λ 为阻尼系数,I 为单位矩阵,F_0 为正演的 AVA 曲线,F_r 为实测的 AVA 曲线,$\Delta P=\Delta P(V_S,V_P,\rho)$为模型修正量。通过对理论模型正演的 P—P、P—SV、SV—SV、SV—P 及 SH—SH 波 AVA 曲线进行反演,证明了方法的有效性。

2. 多参数比计算及分析

多参数比的计算基于多波速度参数(V_S,V_P)、多波波形参数(A_p,A_s,f_p,f_s)及多波时差参数(Δt_{op},Δt_{os})。参数比可分为运动学参数比、动力学参数比和弹性参数比,这些参数比从不同角度体现地层岩性的变化,在岩性预测中起着重要的作用。

(1)运动学参数比主要与纵、横波速度和各类波传播时间有关,比值包括速度比 γ_V、时差比 γ_T 及各向异性系数 K_C。当地层含流体时,由于流体仅改变 P 波速度而不影响 S 波速度,因此速度比和时差比的纵横向变化反映了岩性变化。

(2)动力学参数比包括振幅比和频率比。地震波振幅与波阻抗有关,当地层含流体时 P 波速度、频率降低,引起波阻抗变化,从而 P 波反射系数、振幅随之发生变化,而横波与流体无关,因此多波振幅比、频率比值变化曲线可用于鉴别地层是否含流体。

(3)弹性参数比中的泊松比可用速度比和时差比分别计算,而体变模量 K 与切变模量 μ 之比为速度比的平方,显然弹性参数比均与纵、横波速度有关,分析弹性参数比变化可以获得地层岩性变化的信息。

3. 与裂缝有关的各向异性参数计算及分析

研究地层各向异性是多波勘探的重要目标之一。利用处理后的 x、y 分量剖面进行快、慢波分离,可求取地层各向异性系数,并为预测地层裂缝方向提供依据。根据波的迭加原理,当地层裂缝方向与 x 轴不平行或不垂直时,沿 x、y 方向接收的横波 x 方向偏振分量、y 方向偏振分量的地震记录 SV(t)和 SH(t)中,都包含有横波在裂缝处分裂后的快、慢波分量 s_{11}和 $S_{\perp}$。由地震记录 SV(t)和 SH(t)可分离快、慢波分量 s_{11}和 $S_{\perp}$,进一步可预测地层裂缝方向,并且还可求快、慢波剖面反射波的相对时差 Δt 以确定各向异性系数。

用上述方法处理了多条陆地和海上多波资料,均获得了可供解释的处理结果。本研究由国家 863 计划项目资助。

参考文献

[1]李录明等,多波 AVA 及岩性预测,石油地球物理勘探,31(2),1996 年

用非零偏 P-P 波、P-SV 波计算零偏反射纵波和反射横波

张宝金　成谷　曹景忠　马在田　许世勇

（同济大学，上海，200092）

P 波震源勘探，无论 P-P 波还是 P-SV 波都只有非零偏移距数据才能体现横波参数。利用 P-P 波和 P-SV 波研究弹性参数，可利用 AVO 分析、叠后对比、叠前反演等方法。但一般 AVO 分析可靠性较差；叠后的纵、横波剖面模糊了入射角信息；叠前三参数反演实用还有很多困难。在 P 波非垂直入射时，地下同一点产生的反射 P 波和转换 P-SV 波是耦合的。利用两者的耦合关系，可在入射角确定的情况下提取对应于纵横波反射系数的零偏纵波反射波和横波反射波。这样在不同角度计算，保持了多次覆盖特征，可以把多波叠前反演转化到叠后进行。用零偏纵、横波反射合成泊松比反射，直接对其反演可提高可靠性。

选用 Aki. K. 的 P-P 波、和 K. Duffaut 的 P-SV 波反射系数近似公式。他们的共同点是用纵、横波速度及密度的相对变化表示反射系数随入射角的变化。经过改写把该公式用密度的反射系数（定义为：$\Delta\rho/2\rho$）、零偏纵波和横波的反射系数表示，构成方程组。引入比例参数，用零偏纵波反射系数替代密度反射系数，最后解出零偏纵、横波反射系数的表达式。最终形式为：

$$r_{po}=H\cdot r_{pp}(\theta)+I\cdot r_{ps}(\theta) \quad (1)$$

$$r_{so}=J\cdot r_{pp}(\theta)+K\cdot r_{ps}(\theta) \quad (2)$$

该结果反映了零入射角的纵波反射系数 r_{po} 与横波反射系数 r_{so} 是有入射角的 P 波反射系数 $r_{pp}(\theta)$ 和 P-SV 波反射系数 $r_{ps}(\theta)$ 的线性组合。其中系数 H、I、J、K 是 K 射角 θ、横波速度与纵波速度比值的平均值 K、密度反射系数与纵波反射系数的比值 C 的函数。对参数 θ、k、C 在取不同值时的组合系数的稳定性分析表明：(1)组合系数随入射角的变化比较平滑；(2)小入射角时对应 P-SV 波的系数 I、K 偏大，但由于 P-SV 波的值很小，所以总影响不大；(3)参数 k 主要影响系数 I、J，这是由于它是反映纵横波关系的关键参数；(4)参数 c 主要影响系数 J，原因是用纵波反射系数替代密度反射系数引起的。在合成反射波时，由于子波有一定延续时间，且薄层存在干涉，所以参数 c 和参数 K 只需是缓变的低频成分。其中参数 K 是界面两侧横波速度与纵波速度比的平均值，可以更平滑。

用纵、横波反射反演纵波阻抗与横波阻抗，然后可以计算泊松比。但由于纵、横波阻抗的反演都存在可靠性问题，最终结果可能更加不可靠。如果先合成泊松比的反射剖面，然后在直接对泊松比进行反演，稳定性更好。在泊松比变化较小的条件下，可以用类似本文的方法来直接合成泊松比的反射剖面。实际上可先合成零入射角的反射纵波与横波，然后在合成泊松比的反射剖面，而结果是一致的。如果用 $\lambda\rho$、$\mu\rho$ 或 λ/μ 判定岩性，则也可以直接用纵横波反射合成相应的反射。如果把反射 P 波、转换 P-SV 波的耦台关系与它们的 AVO 分析结合起来，会更具优势，同时可得到密度反射剖面。在密度反射剖面较为可靠的情况下，同理可以计算纵横波速度剖面。进一步地可以由纵横波速度合成任意弹性模量的反射剖面，从而可以直接反演物性参数。

在叠后进行 P-P 波和 P-SV 波的对比时，取一个合适的平均入射角，也可按本文的合成公式计算零偏的纵横波反射和弹性参数反射剖面。此时其精度受到影响，但相对于通常叠后所采用的纵横波反射振幅比等参数来说，其物理意义更清晰，也是有价值的。

单检波点变偏移距 VSP 波场分离

高志凌

(中国石化集团石油勘探开发研究院南京石油物探研究所,210014)

1. 引言

常规 VSP 包括零偏移距和非零偏两种观测方式,这两种方式的 VSP 观测对井旁构造的分辨率和范围有限,而变偏移距 VSP 观测能够精细研究储层的横向变化,提高井旁构造的分辨率。

然而,变偏移距 VSP 原始记录中上行波场和下行波场共存,当偏移距较大时,P 波震源激发产生的记录中,P 波和转换 SV 波甚至会混在一起,很难区分。常规的 VSP 上、下行波分离技术,如下 K 滤波、多道速度滤波、中值滤波以及迭加消去法等都需要有多个井中检波点,可是,变偏移距 VSP 的勘探费用与观测中所采用的检波点数成正比,而且其绝对费用远高于常规 VSP 勘探,因此,经济因素在某种程度上制约了变偏移距 VSP 的发展。本文介绍一种单检波点三分量变偏移距 VSP 记录中上行、下行 P 波和 SV 波波场的分离方法。

2. 单检波点变偏移距 VSP 波场分离方法

变偏移距单检波点 VSP 分离上行、下行 P 波和 SV 波场的滤波器,最初由 Foster 和 Graiser(1986)用来分离单震源多检波点非零偏移距 VSP 的 P 波和 SV 波,而在 1988 年 Foster 和 Mosher 将上述多个检波点以多个震源点来替代,从而实现了单检波点变偏移距 VSP 波场的分离。该方法将会有效地减少变偏移距 VSP 资料采集费用,进而必将推动变偏移距 VSP 技术的发展。

这种方法假定地层介质是二维层状弹性介质,其弹性波场由四个主分量组成,即上行 P 波、下行 P 波、上行 SV 波和下行 SV 波。通过对平面波的两个位移分量(Ux 和 Uz)加权组合重构出这些主分量。而权因子则是水平慢度以及 P 波和 SV 波速度的函数。水平慢度是 Sadon 变换中的(射线)参数,可直接对 VSP 资料作变化而计算出。因此我们对 VSP 资料沿着震源排列方向作变换(水平慢度),而不是沿着检波器方向作变换(垂直慢度),故可以对单检波点变偏移距 VSP 波场作处理。

3. 合成记录资料和实际资料的波场分离

合成资料是根据单层模型做出的,取如此简单的单层模型目的是使得我们在分离之前的原始波场中就能辨别出不同的波。人工合成两组 VSP 数据:上行 P 波和下行 P 波的两分量记录 Ux、Uz;P-P 波和 P－SV 转换波这两组上行波的两分量记录 Ux、Uz,其中没考虑直达波。进行波场分离的步骤是:将两个位移分量从 x-t 域变换到 τ-p 域(或者是 ω-φ 域);接下来以时间 T(或频率 F)对其滤波,最后将分离的结果再反变换回 X-T 域。通过对合成资料的处理验证了这种 VSP 波场分离技术的有效性。

在江苏句容东部的碳酸盐岩地区做了一个单检波点变偏移距 VSP 的观测,这次观测的目的是研究二迭系下统孤峰组地层的横向变化特征(深度 1488 米),为此检波点设置在 1000 米的深度,地面以 50 米为间距变偏移距用炸药震源激发,共激发 60 炮,用本文所述方法对该实测记录进行了波场分离处理,分离结果较好,使上行 P 波和上行 SV 波得到了分离, 为下一步的 P 波和 SV 波成像处理打下了坚实的基础。

地震波传播的小波表示及多尺度算法

裴正林 牟永光 狄帮让

（石油大学，北京，100083）

快速、高精度地震波场正演(或外推)的计算方法是实现波动方程迭前深度偏移实用化的关键。从基函数的角度来讲，伪谱法中所用的基函数虽然具有无限可微性，但是它的支撑基却是全局的；有限差分法所用的基函数虽然具有紧支撑性但连续性却很差。小波基函数在空间和波数域都具有很好的局部性，能够用小波基刻画函数的局部性质。如果所求数值解在某些区域是光滑的，那么小波展开系数的绝对值很小，而在数值奇异解的附近，小波展开系数的绝对值往往很大。对于大多数区域来说，只需要少量的小波展开系数就能很好地逼近这些区域上问题的解，而在奇异解处通过增加小波的个数即可，这样就完成了数值解法的自适应过程。因此，小波多尺度所具备的空间一波数域的局部刻画性质为实现快速、自适应数值算法提供了一定的可行性。

1. 微分算子的小波表示

任意阶微分算子在$\frac{d^n}{dx^n}$在子空间 V_O 中的小波表示为一矩阵 D。矩阵 D 称为小波差分算子，是大小为 $2^{2M}\times 2^{2M}$的循环矩阵，M 是 Daubechies 紧支集小波函数的消失矩阶数。矩阵 D 的元素由下列系数所确定：

$$r_l^n=\int_{-\infty}^{\infty}\varphi(x-l)\frac{d^n}{dx^n}\varphi(x)dx, l\in Z \tag{1}$$

其中，尺度函数 $\varphi(x)=\sqrt{2}\sum_{K=0}^{2M-1}h_k\varphi(2x-k)$。若(1)式积分存在，则系数 $r_l^n, l\in Z$ 满足下列线性方程组：

$$r_l^n=2^n\left[r_{2l}^n+\frac{1}{2}\sum_{K=1}^{M}a_{2k-1}(r_{2l-2k+1}^n+r_{2l+2k-1}^n)\right]\text{且}\sum_l l^n r_l^n=(-1)^n n! \tag{2}$$

这里 a_n 是尺度函数所对应的滤波器系数序列$\{h_k\}_{k=0}^{2M-1}$的自相关系数：

$$a_n=2\sum_{i=0}^{2M-1-n}h_i h_{i+n}, n=1,\cdots,2M-1 \tag{3}$$

r_l^n 仅有有限个不等于零的解，即当 $-2M+2\leqslant l\leqslant 2M-2$ 时，$r_l^n\neq 0$。

微分算子在正交小波基下的表示呈近似对角线分布。高阶 Daubechies 小波基自动地隐含了高阶的有限差分算子。对于 M 阶消失矩的小波基而言，微分算子在其下的表示相当于 2M 阶精度的差分算子。

2. 波动方程的小波多尺度算法

对波场在空间方向上的微分采用上述高阶小波差分算子 D 来表示。对于时间微分，采用二阶精度的中心差分表示。则 2D 标量波动方程的小波法数值模拟的递推方程为：

$$\bar{U}(t+\Delta t)=2\bar{U}(t)+D_x\bar{U}(t)+D_z\bar{U}(t)-\bar{U}(t-\Delta t) \tag{4}$$

D_X，D_Z 分别表示 x 方向和 z 方向的高阶小波差分算子，Δt 表示时间步长，$\bar{U}$ 表示一维地震波场向量 U 的小波多尺度分解。在小波域，标量波动方程是一稀疏矩阵。采用消失矩为 2 的 D_4 小波函数，则方程(4)的稳定条件等价于有限差分法 $O(\Delta t^2, \Delta x^4)$的。本文采用吸收边界条件，即利用余弦衰减对角阻尼矩阵来处理人为边界反射。

3. 数值模拟及结论

数值模拟结果表明，相对于有限差分法而言，小波法精度高，频散误差小，可使用不同尺度的网格。

无反射波动方程模拟堤防复杂构造中的地震波传播

杜祥 杨慧珠 张世俊

(清华大学工程力学系,北京,100084)

1. 引言

堤防隐患探测对防洪长堤和水库大坝的质量评估,安全监测具有极为重要的意义。堤防隐患主要包括那些可能造成堤防破坏而未为发现的所有天然的地质缺陷、施工中的质量缺陷、生物破坏引起的洞穴和各种裂缝等。堤防结构的复杂,也决定了野外采集资料波场的复杂性,造成资料解释的难度。利用无反射波动方程和交错网格的有限差分有效地模拟出自激自收的时间剖面,对堤防探测的资料解释非常有利。

2. 波场模拟算法与实现

Edip Baysal 等 1982 年在"A two-way nonreflecting wave equation"一文中提出了无反射波动方程,用于正演模拟和叠后资料的偏移。已知在非均匀介质情况下,当波阻抗为常数时,全声波方程就可以简化为无反射波动方程,即

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}=C\frac{\partial}{\partial X}\left[C\frac{\partial u}{\partial X}\right]+C\frac{\partial}{\partial Z}\left[C\frac{\partial u}{\partial z}\right]\quad (x,z)\in D,t\geqslant 0 \tag{1}$$

方程(1)可以保证地震波在通过介质分界面时,反射的能量较全波场的波动方程能量要弱的多。在一定角度内只有透射而无反射,因此可以避开多次反射的产生。地下介质的速度可以在空间横向纵向变化,利用爆炸面元法,及无反射波动方程的特性,模拟出复杂构造的地震剖面,为堤防探测资料提供定性与定量的分析。

在模拟实现中具体的实现有以下几点:

(1) 采用交错网格差分形式。交错网格在计算区域是时间和空间的交错,在同一个时步或一个网格点上不是同时求出所有的未知量。使用交错网格的目的是降阶,但仍具有二阶的精度,这与前差或者后差相比,能够提高计算精度。另外差分格式在时间上是显式格式。即在当前时刻的未知量可利用上个时刻的结果直接求出。

(2) 波源的处理。在计算中往往将波源看成一个点的激励,这样在源点波动方程的解具有奇异性。另外在源点附近的区域物理量变化比较剧烈,而差分格式具有数值耗散的特点;容易将显著变化抹平。为此我们可以借用气象数值模拟上的套网格思想。将这个计算区域分成三个区域:以源点为中心的小区,离源点较远的大区,及界于两点之间的过渡区。将波动方程的解分为"源解"和"残余解"。"源解"是点源在无穷域中的传播的解,它反映了波源的特征;"残余解"是波在介质中传播时,由于介质的非均匀性及其边界反射等产生的波,它反映了介质的非均匀性及其边界产生的影响。从源点求得解,利用离散的波动方程求解得到大区边界上的解,减去"源解",就可以得到"残余解",然后再反求解小区的残余解,这样使得源附近的区域是"透明的"。也就是说"残余解"可以传进去。从而在最后的波动方程的解体现介质非均匀性的影响。有效的消除了源点的奇异性。

(3)吸收边界条件。吸收边界是波动方程数值模拟研究的一个热门课题。本文方法在边界上将波动方程分解为不同精度的单向波动方程。

3. 结论

利用上述有效的交错网格差分模拟,对非均匀复杂介质的波场模拟很有效。源的套网格处理方法有效的消除了源点的奇异性。二阶精度吸收边界较好地吸收了模拟中的边界反射。基于无反射波动方程,利用爆炸面元法模拟的地震剖面对于堤防隐患探测的资料解释将会有一定的帮助。

本研究由清华大学基础研究基金资助。

微山湖区三维地震勘探的特殊问题

任建海[1] 刘天放[2] 钱建伟[1] 路凤光[1]

(大屯煤电(集团)有限责任公司,江苏徐州,221611; 中国矿业大学,江苏徐州,221008[2])

微山湖湖下煤炭资源丰富,湖边大小煤矿林立,国内著名的兖州、枣庄、大屯等大矿区就坐落在微山湖的东、西两岸。本区为隐伏的石炭二叠纪煤田,区内构造简单,地层岩性和厚度横向稳定,倾角平缓。主采7、8号煤层,厚度大,结构简单,赋存于山西组底部,两层煤间距变化在0.3m～13m之间。其煤系之上,大部为厚约120m第四系不整合覆盖,部分为侏罗系近于平行不整合覆盖。7、8号煤层埋深变化在120m～550m范围内。区内最强的反射波T_7、T_J和T_Q分别来自7、8号煤层、侏罗纪底砾岩和第四系底的不整合界面附近。

1998年,姚桥煤矿微山湖上的采区三维地震勘探遇到了许多新的问题和困难:湖面开阔,大片荷花,鱼网密布,并有运河河道穿过,大小船只来往穿梭,施工条件复杂。在开阔湖面上,上万的炮点和接收点的精确定位成了问题;湖上用于采集数据的设备必须防水,使用方便;湖上还有许多特殊的干扰。针对上述问题,通过试验,采用10线4炮束状观测系统;CDP网格10m×10m,16(4×4)次覆盖;在3m水下湖底人工成孔3m深,400g聚能弹孔底激发;选用24位A/D的TELSEIS STAR无线遥测地震仪,开动320道,0.5ms采样;单个MP－24压电检波器沉于湖底接收;用GPS逐点、逐线定位。

专门的干扰调查表明,湖区地震干扰十分严重,在多数原始单炮记录上,几乎满是低频干扰,很少见到完整的有效波同相轴,S/N很低。低频干扰中,有从近炮点向远炮点发散的面波;有从浅部直到深部(100～1000ms)的低频干扰。在单炮记录上也还可以清楚看到有重复出现的多次波,偶尔,还见到重复冲击波等。

面波是由于炮孔太浅,在湖底界面附近发生的,分析其主频约在8～11Hz,常见9Hz左右;而低频干扰则可能是水层引起的特殊的“鸣震”,类似于海上的“鸣震”,主频约13～25Hz,多在16Hz左右;它们大部能量分布在低频段。在野外,企图加深钻孔以抑制面波发育,然而,由于卵石层存在,无法实现;考虑到面波和低频干扰的共同特点,采用截频10～50Hz大斜坡的高通滤波,取得良好压制的效果。

正如上所述,在研究区剖面中,存在几个极强的波阻抗分界面:第四系底界面、侏罗纪底砾岩、7～8号煤层……,还有湖底与水面,它们既形成了强的、可连续追踪的有效波T_Q、T_J、T_7等,也是形成严重多次波干扰的根源。最清楚、易于识别的是煤层反射波T_7的全程多次:二次、三次…,t_0成倍增大;同相轴斜率成倍增大。使用叠后SPLAT去T_7的全程多次波取得了好的效果。有时,在叠加剖面上还能见到T_J的二次反射波,有时正好对T_7波形成干扰。它的斜率增大,斜切其下的T_7波。偏移后,煤层反射波T_7的同相轴出现小的时移和扭曲,造成小断层的假像。仔细分析速度谱还发现,煤层反射波T_7之下有低速能量团,在7～8煤层下没有巨厚低速层的条件下,从旅行时计算,它只能理解为在第四纪中多往返一次的煤层反射波。由于基岩面近于水平,多次波的斜率与煤层反射波T_7波几乎平行。它正好出现在来自下伏17、21号煤层的T_{21}波附近,其时间、斜率上相差甚小,以至彼此干涉、重叠在一起,同相轴断断续续,严重地影响到T_{21}波的最终解释。

湖区地震勘探遇到许多新的问题。由于采取了许多特殊措施,取得了少有的高分辨率三维偏移数据体,煤层反射波T_7的主频浅部(200～300ms)高达115Hz,多数地段也在60～70Hz以上,为最终可靠的构造解释和7、8号煤厚与其间厚0.3m～13m夹层的反演提供了基本条件。湖区特殊地震地质条件致使地震干扰波更为严重,主要有面波、“鸣震”等低频干扰和形成机制复杂、类型繁多、十分发育的多次波,需要认真对待。

复杂山地三维地震勘探采集方法

邓志文、倪宇东、陈学强、李振华、胡永贵、白焕新
(中国石油集团地球物理勘探局采集技术支持中心，河北涿州，072751)

1. 前言

复杂山地勘探中存在以下难点：地表起伏大，表层结构复杂，老地层出露，交通条件差，导致野外施工困难和静校正问题非常突出；激发、接收条件普遍较差，原始单炮记录上多次折射干扰、面波、随机干扰和高频干扰等干扰波非常发育，而且复杂多变，有效反射能量相对较弱，资料信噪比低；地下构造复杂，逆掩推覆作用使高角度老地层出露，造成速度拾取中的多解性和在时间方向上的反转，因而难以确定准确的叠加速度场，增加了处理难度；高陡多断裂复杂构造，横向速度变化大，难以准确地叠加成像和偏移归位。

物探局在 KL2 山地三维地震勘探中应用了一系列先进的技术和手段，KL2 山地三维地震勘探取得了成功，为气田的开发提供了科学的依据。以下介绍几项特色的采集技术。

2. 基于卫星遥感数据的设计技术

在 KL2 山地三维采集技术方法论证中，大量应用了高精度卫星遥感矢量三维立体数据体资料，这是在国内外三维设计中首次应用。卫星遥感矢量数据体在采集设计中主要有四个方面的应用：卫星遥感及矢量数据体可以帮助识别全工区表层特征，全面划分不同的激发岩性分区，从而制定全面系统的激发试验工作，避免在施工中停工试验延误施工工期；利用卫星遥感矢量数据体结合资料品质图可以预先确定激发条件较差的区域以及障碍区(大型断崖等)，据此可以通过采用变观方式充分利用激发条件好的地段避开激发条件差或障碍区，从而提高资料信噪比；利用卫星遥感矢量数据体可以为野外实际放样选线选点提供参考，做到选线布点一步到位；利用卫星遥感数据体还可以帮助组织野外生产，例如选择营地、支撑点、运输路线等。

3. 基于计算机模型模拟的优化技术

由于 KL2 地区属于逆掩推覆高陡山地区，不仅地表复杂，而且地下构造也很复杂，导致反射记录上的波场也相当复杂。为了详细掌握反射波场的出现情况及分析三维地震的接收方向，为此，建立了 KL2 构造的地质模型，进行了波动方程模拟，优化了采集设计。

4. 激发参数的优化

根据卫星遥感数据与实地踏勘可以将 KL2 山地三维地震工区地表划分为八种类型：南部戈壁砾石区、南部山前小型黄土冲积扇、冲积河道小砾石区、冲积河道、含砾松散黄土区、山体砂岩(以砂岩出露为主)出露区、山体砂泥岩互层区、北部小砾石区。其中山体砂岩出露区、山体砂泥岩互层区、北部小砾石区占工区面积的 70%以上，具有典型的雅丹地貌特征：发育大量断崖、风蚀柱、风蚀洞、冲沟等。为此，根据不同的地表，采用了相应的激发方式。

5. 静校正技术

在 KL2 山地三维静校正方法研究过程中，采用了多种表层调查方法来提高近地表资料精度，采用了静校正数据报库与近地表模型静校正法和初至波静校正方法相结合的技术，提高了静校正的精度，取得了明显的效果，解决了 KL2 山地三维勘探的静校正问题。

6. 效果分析

通过 KL2 山地三维地震勘探，形成了一套适合复杂山地的采集技术，研究出了解决静校正问题的有效方法。从获得的资料来看，原始资料信噪比高，处理后的三维数据体地质现象非常丰富，资料品质与以往二维资料相比有很大的提高，并且见到了气水界面产生的“平点”现象，专家们认为 KL2 山地三维地震勘探是国内外复杂山地区最成功的山地三维勘探。

叠前地震数据的规则化

辛可锋 王华忠 马在田

(同济大学海洋地质教育部重点实验室,上海,200092)

在规则网格内重组三维多次覆盖数据以使其能更好地适应不同处理方法的需要,即地震数据的规则化工作是一个应用很广泛的技术。传统上对三维多次覆盖的地震资料的规则化一般都是采用"共面元"的方法。即将勘探工区按规则的网格划分为许多面元,将中心点落在同一个面元网格内的地震道视为一组共中心点记录。由于面元内的各中心点记录了来自不同接收方位的反射信息,倾斜地层情况下共面元道集内的各道不再满足抛物线型的时距关系,这必然会影响动校正及叠加的效果;在叠前偏移中,共面元方法提供的资料也不能满足偏移方法对数据的要求。

随着倾角时差校正(DMO)技术的发展,人们逐渐认识到 DMO 技术在地震数据规则化方面的能力。Ronen(1987)利用 DMO 实现叠前地震数据道插值,提出了 NMO—DMO—STAC STACK^{-1}—DMO^{-1}—NMO^{-1}的叠前地震数据规则化的处理流程,他将 DMO 与 DMO^{-1}相结合,实现了地震数据规则化的思想,为规则化问题的解决提供了思路。Forel(1988)对 NMO 前的 DMO 从原理上进行了深入地探讨,这为直接对 NMO 前的地震数据进行规则化提供了理论上的依据。Biondi(1994)提出了 AMO 方法,该方法将 DMO 与 DMO^{-1}合成一个统一的公式对地震数据实现规则化。Canning(1996)将地震数据在对数域拉伸后分步进行 DMO 与 DMO^{-1},他的方法在避免假频和保幅方面有较大优势,但是由于对数拉伸后数据量成倍增加,对内存需求大,计算效率不高,所以实用性不是很强。

本文通过对在动校正前用积分法实现 DMO 原理的探讨,在借鉴前人研究成果的基础上,从方位角校正的角度入手,利用 DMO 和 DMO^{-1}相结合的处理流程对地震数据进行规则化。以得到新的规则的观测系统下具有所需特定方位角的观测数据。在对各种规则化方法研究的基础上,认为将 DMO 与 DMO^{-1}分步进行的地震数据规则化方法更为灵活有效;选择适当的 DMO 及 DMO^{-1}方法可以提高计算效率,增强方法的实用性。对于三维不规则观测的地震数据只能用积分法实现 DMO,Gardner(1990)、Hale(1991)以及 Black (1993)等人分别给出了各自的真振幅 DM 积分算子,我们文章中采用的是 Hale 的反假频积分法 DMO 算子。做过三维 DMO 后的地震数据已经位于规则的共中心点上,这时选择 FK 域的 DMO^{-1}算法可以提高运算效率。将二维积分法 DMO 与二维 FK 域 DMO^{-1}相结合的地震数据规则化流程,具有对数据适应性强及运算效率高的特点。

假设地层速度为常速 v,以炮点和检波点为焦点,以 $vt/2$ 和 $(vt/2)^2-h^2$ 分别为长短半轴的椭圆绕长轴旋转得到的椭球体,其上的任意一点距两焦点的距离的和为常数,即检波器在某一时间 t 接收到的由炮点激发的能量可能来自于相应的椭球体上的任意一点。根据此原理,首先利用三维 DMO 将接收到的能量散回到规则的共中心点上,在存在反射层的地方从不同检波器散回的能量叠加后得到加强,在不存在反射层的地方能量叠加后会消弱,从而将不规则的三维观测投影到给定的规则的三维共中心点网格上。此时数据消除了接收方位角的影响,地震数据的偏移距不再具有方向。然后对此数据按规定的测线方向做二维 DMO^{-1},以消除该方向上的 DMO 效应,这样在规则的观测系统中就得到了指定观测方位角的叠前地震数据。

此方法可用于解决叠前地震数据道插值、陆上地震勘探中不规则排列的规则化和海上地震勘探中的羽状现象校正等问题,还可用于将已有地震观测数据转变为特定观测系统下的叠前地震数据,以便于某些处理方法应用。此方法原理简单但具有很强的适用性。

几种描述反射波时距曲线方法的比较

刘洋　魏修成

(石油大学资源与信息学院,北京,102200)

随着油气勘探的进一步深入,人们对地震勘探的要求越来越高。而获得高精度的速度结构和成像剖面一直是研究的热点。常规地震资料处理方法是建立在等效层状介质理论基础之上,利用双曲线方程来描述反射波旅行时规律。实际上,这种双曲方程等效随着排列长度的增加,精度降低,随着地层非均质性的增强,其误差变大。由于实际地层的非均质性和各向异性,所以在共中心点道集上,其时距曲线往往表现为非双曲特征。目前用来描述反射波非双曲特征所基于的模型主要是各向异性模型和速度随炮检距变化模型(或层状介质模型),它们都是在双曲方程上增加了一个高次项。本文针对目前描述反射波时距曲线的几种方法通过对比分析,得出了一些有益的结论。

目前,描述地震反射波时距曲线规律的方法主要有以下五种方法:①各向同性介质中的双曲时距曲线;②各向同性介质中的非双曲时距曲线;③速度随炮检距变化;④弱各向异性介质中的非双曲时距曲线;⑤非均匀介质(选用连续速度介质)中的非双曲时距曲线。

为了对这五种方法的精度进行对比,我们选择了层状各向同性介质模型,先对这三种模型利用射线追踪方法得到理论反射波旅行时。然后,用这五种时距曲线来最佳拟合反射波旅行时随炮检距的变化。为了衡量各种方法的描述精度,计算了拟合双程垂直旅行时误差、拟合曲线相对于理论值偏差的均值、均方差和最大误差。

层状各向同性介质共有10层介质,9个反射界面。观测参数为道间距50米,最小炮检距为0,最大炮检距6000米。各层厚度分别为200m、400m、300m、500m、400m、300m、500m、400m、300m、500m,速度分别为2000m/s、2500m/s、3000m/s、3400m/s、3800m/s、4400m/s、4500m/s、5000m/s、3800m/s、5000m/s。利用射线追踪方法,得到了各层反射波旅行时随炮检距的变化曲线。利用上述五种时距曲线关系,对射线追踪得到的旅行时进行了拟合。结果表明在这五种方法中,用各向同性双曲时距曲线来描述反射波旅行时随炮检距的变化,其误差最大,精度最低;等效弱各向异性时距方程的精度次之;而另外三种方法(各向同性非双曲时距方程、速度随炮检距变化时距方程和连续速度模型时距方程)的精度接近。随着反射层深度的增加,上述五种方法的误差总体上呈现降低趋势。

基于等效各向异性理论的速度分析与成像方法是将地下介质等效为弱各向异性介质,采用非双曲时差进行资料处理。这种等效各向异性与实际介质的各向异性是不同的,实际上,即使是对于水平层状均匀各向同性介质,等效各向异性依然存在。等效各向异性的存在主要是由于地层的非均质性所引起的,而且这种等效各向异性一般要比介质实际的各向异性程度要强。基于速度随炮检距变化的方法,采用速度梯度概念来描述速度随炮检距的变化,以提高复杂介质速度分析的精度。这种等效实际上是将地层的非均匀性用横向非均匀性来等效描述。

地层的垂向非均质性一般要强于横向非均质性,而且其规律性更好。所以采用垂向非均匀等效是本质上的等效,更接近实际情况。从描述精度和物理意义两个方面来综合考虑,在这几种等效模型中,基于非均匀介质的等效显然是最为有效的。所以,我们将研究基于非均匀介质模型的地震资料处理方法。

本研究由中国石油天然气集团公司中青年创新基金项目资助。

复杂表层介质层析静校正

李录明 罗省贤

(成都理工学院，成都，610059)

随着地震勘探区域地表条件的复杂化，复杂的表层问题对地震勘探的影响已成为地震勘探领域急需攻克的难题之一。众所周知，复杂表层的速度变化会对表层以下的反射波传播时间产生影响，从而严重影响反射波成像。目前解决该问题的一般静校正方法是假设表层有一定厚度的低速层，当地震波从高速层出射到低速层时，由于速度界面折射作用，反射波射线在低速介质中近似于垂直传播到地表接收点。因此，可根据低速层速度、厚度、地表高程、基准面及高速层速度，用垂直射线法计算出表层低速带的影响时差并进行校正，对于同一地震道的反射波，不论其来自深层或浅层，静校正量均相同。

在实际地震勘探中，表层速度模型结构很复杂，许多地区很难满足常规静校正处理的假设条件。例如，当表层的低速层不明显、存在降速带或表层速度变化近似于连续介质时，对于来自不同层位的反射波以及在不同炮检距位置接收的反射波，射线绝非都是以垂直传播路径通过表层，并且不同的表层速度结构将使不同道接收的地震波的射线方向发生变化，射线方向的变化使波在表层的传播路径不同，从而表层对各地震波传播时间的影响是不一样的。要解决如此复杂的表层问题，仅用建立在射线理论上的静校正量计算方法显然是无能为力的。本文所述的层析静校正可以适应上述复杂模型的校正问题，是解决复杂表层问题的有效方法，其主要内容包括表层模型层析反演和波场延拓表层模型校正。

1. 表层模型层析反演

表层模型层析反演是利用地震波射线的走时和路径反演介质速度结构的一种高精度反演方法。在反演中所利用的地震波包括直达波、迴折波、折射波以及几种波组合后首先到达地表的波。该方法在文献[1]的理论基础上，对各种不同类型的复杂地表模型进行了层析反演，反演结果充分证明该方法适应任意表层模型的反问题。

2. (ω,x)域高阶有限差分波场延拓方法

根据波动理论，地震波无论在深层或浅层的传播规律均满足波动方程。如果已知表层速度模型，通过求解波动方程延拓地震波场，则可再现波在表层的传播过程。因此，用波场延拓的方法将非规则地表激发和接收的地震波延拓到某一稳定高速层界面上，作为该高速层界面上激发和接收的地震波场，即可消除表层速度变化对地震波的影响，而且这种消除处理以波动理论为基础，能自适应各种复杂的速度模型和波的传播路径，从而可解决表层曲射线校正和变时差校正的难题。为能适应非规则地表和复杂表层速度结构的处理，用于表层模型校正的波场延拓采用(ω,x)域高阶有限差分方法。由(ω,x)域的纵波方程，用分裂法可得延拓方程：

$$\frac{\partial p}{\partial z}=\frac{i\omega}{v(x,z)}p \tag{1}$$

及

$$\frac{\partial p}{\partial z}=\frac{i\omega}{v(x,z)}\frac{a_j\frac{v^2(x,z)}{\omega^2}\frac{\partial^2}{\partial^2}}{1+b_j\frac{v^2(x,z)}{\omega^2}\frac{\partial^2}{\partial x^2}}p \tag{2}$$

式中 a_j 和 b_j 为系数，用相移法求解第一个方程，用有限差分方法以迭代方式多次求解第二个方程，可实现(ω,x)域高阶有限差分波场延拓。

理论和实际资料处理结果表明，在表层速度模型层析反演的基础上，用波场延拓消除表层速度变化影响的方法既可实现曲射线的变时差校正，提高叠加剖面质量，又可使校正后的波场满足所在位置的波动特征，为叠前波动方程偏移奠定良好的基础。

基于连续速度模型的速度分析方法

刘洋 魏修成

（石油大学资源与信息学院，北京，102200）

在地震资料处理中，速度分析和成像技术极为重要。对于速度分析的研究，一般分为两个方面，一方面是关于提高检测反射波同相轴精度及分辨率的研究，它主要利用相邻道信号的相干性来进行检测，其方法有相似系数法、互相关方法和奇异值分解方法等；另一方面是关于反射波时距曲线或正常时差规律的研究，目前描述反射波时距曲线的方法主要有基于等效各向同性的双曲时距曲线、等效弱各向异性非双曲时距曲线、等效横向非均匀非双曲时距曲线和等效纵向非均匀非双曲时距曲线等描述方法。

常规地震速度分析方法是建立在等效层状介质理论基础之上，利用双曲线方程来描述反射波旅行时规律。实际上，研究表明双曲方程的误差随着地层非均质性的增强和排列长度的增加而增大。目前发展的反射波非双曲时距理论，主要有基于等效弱各向异性的模型和速度随炮检距变化的模型，实质上都是对反射波时距特征在现象上的等效。由于地层垂向非均质性一般要强于横向非均质性，而且其规律性更明显，尤其是在沉积岩地区，采用速度垂向非均匀等效才是本质上的等效。本文研究了基于等效连续速度模型的速度分析和动校正方法，对理论模型资料的试算取得了较好效果。

根据连续速度介质模型，速度 $V(z)$ 随深度线性变化，即 $V(z)=V_0(1+\beta z)$。由此，可得到连续速度介质中反射波的时距曲线方程。

在速度连续线性变化速度的模型中，地下介质速度参数由两个参数确定，即初始速度 V_0 和速度随深度的相对变化量 β。速度分析的目的就是要确定出上述两个参数。我们按以下两种思路实现了速度分析：一种方法是在已知反射层双程旅行时间，同时对这两个变量扫描，即可同时得到这两个参量。这种做法的主要优点是精度高，缺点是计算量大。故在对目的层进行精细处理时，可以采用此方法。另一种方法是固定 V_0，对 β 进行扫描，这种方法计算速度快，精度较高，但需要事先给定一个 V_0 值。

为了得到合适的 V_0 和 β 值，可利用不同的 V_0 和 β 值，对地震数据进行动校正，反射波同相轴拉平时就对应着合适的速度参数；或者沿着由 V_0 和 β 值所确定的非双曲时距曲线和给定的时窗长度，来提取矩阵数据。根据矩阵数据，利用相似系数方法计算速度分析检测因子，速度分析因子最大值处就可能对应着合适的速度。

根据连续速度模型，我们对连续速度模型动校正方法进行了研究，编制了相应程序。

我们对理论记录进行了速度分析和动校正。结果表明，在遇到大炮检距资料时，常规方法动校正不能完全消除正常时差，所以尽管在近道同相轴已校平，但在远道同相轴校正过量。我们做过试验，通过增大动校正速度参数，能够减小远道剩余时差，但带来的影响是近道同相轴出现时差，无论选择怎样的动校正速度参数，都不能将近炮检距、中等炮检距和远炮检距同相轴同时校平。这是由于常规方法所基于的均匀介质模型所造成的结果。基于非均匀介质模型的等效由于较接近实际情况，所以取得了较好的动校正效果，近炮检距、中等炮检距和远炮检距同相轴都基本上被校平。基于连续速度模型的速度方法分析由于采用比较接近实际介质的模型，因而取得了较好效果。

本研究由中国石油天然气集团公司中青年创新基金项目资助。

三参数双曲线方程在增强叠加效果方面的研究

夏凡　马在田

（同济大学海洋地质与地球物理系，上海，200092）

1. 概述

叠加在整个地震数据处理过程中仍占有重要地位。常规的叠加方法是使用正常时差校正方程(NMO)。本文在此基础上讨论的三参数双曲线方程(Castle，1988)是正常时差校正方程的扩展，它使速度分析和叠加效果较之得到进一步的改善。理论上它是以均匀各向同性水平层状介质为假设前提的，但在处理许多复杂的情况，特别是在横向变速介质的情况下仍然适用。先前的研究并没有考虑能量问题以及噪音对其的影响，本文在对三参数双曲线方程的参数稳定性研究分析的同时，将叠加能量和叠加参数的选取考虑在内。

2. 基本原理

三参数双曲线方程(Castle、1988)可描述为：

$$(t+t_p+t_o)^2=t_p^2+\frac{x^2}{v_s^2} \tag{1}$$

其中 t_o 为零炮检距时的旅行时；t_p 称为聚焦深度时间，即出射射线相交点处所对应的时间，在时距曲线上表示为坐标原点到双曲线中心和顶点的时间相加；v_s 是变化的速度参数，它能给定出射射线的最佳聚焦位置。

该方程的物理机制可通过光学模拟来阐述：将地球介质视为一具有正常折射性能的透镜系统，共深度点(CDP)可看作是一子震源，由它发出的射线经过该透镜系统后可聚焦为一点(其位置由 vs、t_p 确定)，称为成像点。一般地，该成像点通常为一焦散面，通过调整 V_x 来调整观测系统的阻抗，从而达到射线正确聚焦的目的。根据费马原理(Fermat)，该 CDP 所产生的射线相当于此时成像点发出的射线，而此时速度仅与第一层介质的速度有关。

三参数方程是具有垂向对称轴的双曲线方程的一般形式，当 v_s 取第一层介质的速度时，就转化为具有固定渐近线的平移双曲线方程(de Bazelaire，1988)；若渐近线的交点位于时间轴上时，该方程就变为标准的正常时差校正方程。可以说，平移双曲线方程和正常时差校正方程均为三参数双曲线方程的特例。

三种形式的双曲线方程可用 x 的幂级数形式展开($c0+c_1x+c_2x^2+\cdots$)。定义孔径大小为最大炮检距与聚焦深度的比值。与孔径小于 1 时，展开式中所有高于二次幂的项均可忽略，且 c_2 项系数相等，这时三个方程等价。对于平移双曲线方程，对每一个 v_0 值都有一个对应的 t_p，使得与 NMO 方程具有相同的最大能量值。最大能量存在下列关系：$V_s^2t_p$＝常数。但对于三参数方程，由于存在一未确定参数 V_S，使得该最大能量值取决于每一个 v_s 取值。当孔径较大时，即在大炮检距的情况下，x^4 项不可忽略，此时的各展开式中项系数 c_2 均不相等。Castlw(1988)指出，三参数方程在大孔径的情况下对层状介质依然有很好的近似。

利用前述的级数展开式，de Bazelaire(1991)和 de Bazelaire、Viallix(1992)通过三参数双曲线方程推导出层速度计算公式。当 $t_p=t_0$ 时，该方程即为 DIX 公式。

$$v_{int}^2=\frac{\sum(v_s^2t_p)}{\sum t_0} \tag{2}$$

3. 结论

本文通过在实际模型中对三参数双曲线方程进行理论数据试算和比较中，证明该方程较普通 NMO 方程更适合于进行大炮检距或地震主频较高情况下的叠加处理。叠加能量普遍高于普通的 NMO 叠加，而且拓宽了频带宽度。另外，在层状介质特别是当介质不均匀性增加的情况下，三参数双曲线方程能够计算出更为精确的层速度值。但应指出的是，必须考虑到地质环境的影响，具有横向变速或断层构造的介质有可能影响到三参数叠加的效果。

在随机噪音背景下地震反射信号的增强

裴江云 刘 洪 李幼铭

(中国科学院地质与地球物理研究所,北京,100101)

在地震数据采集中,震源和接收点是沿着某种方式排列。一旦排列方式确定,每个共中心点迭加的地震道数也就确定了,即覆盖次数也就确定了。由于中浅层的信号能量较强,信噪比也比较高,迭加技术基本能满足地质任务的要求。但由于深层的反射信号很弱,加上随机干扰的影响,使深层资料信噪比很低,再者由于覆盖次数的有限性,即使采用共中心点迭加技术,反射信号同相轴的连续性、信噪比改善也不能满足地质任务的要求。问题在于如何在现有采集条件下,增加迭加次数,提高信噪比,增加信号的连续性,则是本文研究的基本问题。

地震勘探中的反射波能量并不是由一个反射点返回能量组成的,而是由整个菲涅尔带内所有反射能量合成的。本文利用菲涅尔原理,扩大反射面元(对二维来说,扩大线元)增加覆盖次数,利用射线旁轴近似理论,将不同的共反射点道集校正到同一个道集内,然后进行迭加,这样反射信号的能量得以增强,随机噪音得以极大的压制。

1. 共反射面元(CRS)迭加技术

根据射线理论,在横向非均匀介质中心射线附近任意旁轴射线的旅行时可以表示为:

$$t^2(x_m,h)=(t_0+\frac{2\sin\beta_0}{V_O}(x_m-x_0))^2+2t_0+\frac{\cos^2\beta_0}{V_O}(K_N(x_m-x_0)^2+K_{NIP}h^2) \qquad (1)$$

式中 t_0 零炮检距旅行时间,V_0 零偏移距处的速度,X_0 零偏移距对应的坐标,x_m 炮检之间的中点坐标,h 半偏移距,β_0 是零偏移距射线出射角,K_{NIP} 表示在 X_O 点 NIP 波的曲率半径,K_N 表示在 X_O 点 N 波的曲率半径。

我们依据(1)式可以以 XO 为中心将在一个菲涅尔带内不同 CDP 道集内的每一个道的时间 t(Xm,h)校正到坐标 XO 上的 to 时间,以满足在菲涅尔带内的不同道实现同相迭加。方程(1)表达的公式能够实现了共反射面元迭加,增加迭加道数,增强信号能量,压制随机噪音。将一些弱信号通过比较多的地震道的迭加,可以在地震剖面上表现出来。

2. 数值试验

我们利用射线追踪方法合成地震记录,地表接收参数为:偏移距为 100 米,炮间隔为 100 米,检波点间距为 50 米,覆盖次数是 16 次,共合成 65 炮。

模型 1 我们给出三层地质模型,其反射系数分别为:0.09、0.14、0.11 由单炮记录的信噪比为 1 和 0.5 的条件下 CMP 迭加和 CRS 迭加的对比可以看出,CRS 迭加同相轴的连续性仍然明显好于 CMP 迭加图中同相轴。

模型 2 我们试验了地下模型为一圆弧,其反射系数为 0.10。由单炮记录信噪比 1 和 0.5 条件下圆弧模型的 CMP 迭加和 CRS 迭加的对比来看,CRS 迭加信噪比明显高于 CMP 迭加,CRS 迭加同相轴的连续性也好于 CMP 迭加。

3. 结论

在随机噪音背景中 NMO 迭加技术不能使反射信号取得满意的迭加结果,地震反射信号增强技术主要采用 CRS 迭加方法,该方法将不同 CDP 道集的资料校正到共反射面元道集,实现了不同 CDP 道集的迭加。这将大大地提高迭加次数,增强其连续性。从合成试验结果来看,该项技术能够提高地震资料的信噪比和同相轴的连续性,尤其对一些弱的同相轴更是如此。

速度误差对偏移振幅的影响

孙建国
(吉林大学地球物理系,长春,130026)

地震波场偏移是一种基于模型的处理技术,其质量在很大程度上依赖于偏移速度的精度。可以毫不夸张地讲,偏移速度的精度将直接影响到偏移处理的成败。对于这一点,人们早在现代偏移方法发展的早期就已达成共识。但是,在以往的研究中,人们的注意力主要集中在偏移速度对归位精度的影响,而对于偏移速度对偏移振幅的影响却少有讨论。与观测场相同,偏移场所能提供的信息也是由运动学和动力学两方面组成的。在运动学方面,偏移场的信息主要体现在像的位置和形状随偏移速度的变化上。在宏观上,这种变化主要由构造成像的清晰程度和正确与否给出。在动力学方面,偏移场所能提供的信息主要体现在偏移后的振幅上。因此,研究速度误差对偏移振幅的影响具有特别重要的意义。一方面,通过这种研究可以了解速度误差对求取反射系数的影响,为在偏移空间中进行进一步的处理提供基础和依据;另一方面,这种研究可以为改进偏移算法提供新的方向和思路,推动偏移理论研究的发展。

为了简便起见,设偏移速度为常数。在此条件下,频率域内的有限孔径真振幅偏移可由下列绕射叠加积分给出:

$$U(P,\omega)=\iint_{\Sigma} W(P,\xi,\omega)U(\xi,\omega)\exp[i\omega t_d(\xi,P)]d\sum \tag{1}$$

式中,P 代表输出空间中的任一点;ξ 代表参数平面上的一点;ω 代表角频率;$\sum$ 是定义在参数平面上的积分域,即偏移孔径;$W(P,\xi,\omega)$ 代表由 M 和 P 决定的加权函数;$U(\xi,\omega)$ 是偏移输入场;$t_d(\xi,P)$ 是绕射叠加曲面。在匀速条件下,$t_d(\xi,P)$ 可根据简单的几何关系按下式计算:

$$t_d=\frac{r_s}{V_m}+\frac{r_g}{V_m} \tag{2}$$

这里,v_m 代表偏移速度,r_s 和 r_g 分别代表源点和检波点到 P 点的距离。

在二维条件下,方程(1)化为:

$$U(P,\omega)=\int_{L} W(P,\xi,\omega)U(\xi,\omega)\exp[i\omega t_d(\xi,P)]dL \tag{3}$$

式中,L 代表偏移孔径,$t_d(\xi,P)$ 是根据公式(2)计算出的绕射走时曲线,而其它所有剩余符号的意义与方程(1)相同。

方程(1)和方程(2)是本项研究的出发方程。将偏移速度代入这两个方程,经过相应的积分和代数运算,可得到相应的与偏移速度有关的偏移场公式。根据这些公式,既可以进行偏移运动学研究,又可以进行偏移动力学分析。如果偏移速度不等于介质速度,则走时时差函数不能统一成一个紧凑的表达式。由此造成的后果是出现稳相点漂移和归位误差。另外,在偏移速度不等于介质速度的条件下还将出现加权函数的误差,使偏移场的振幅偏离理论给出的预测值。因此,如果偏移速度不等于真实的介质速度,则不但不能正确地对波场进行归位,而且还会得到错误的振幅信息。

本研究由教育部骨干教师资助计划资助。

匀速条件下的Kirchhoff—型反偏移

孙建国

（吉林大学地球物理系，长春，130026）

反偏移是20世纪90年代发展起来的地震波成像技术，主要用于实现各种数据体之间的相互变换。与偏移相同，反偏移是一种基于模型的地震成像方法。如果用于反偏移的速度模型与用于偏移的速度模型相同且所研究的波型保持不变，则反偏移是偏移的逆运算。从这个意义上讲，本文所要研究的Kirchhoff一型反偏移是Kirchhoff—型偏移的逆运算。其基本方程为：

$$U(M,P)=g(M,P)\iint_{\Sigma} W_1(M,P)B(M,P)U(M,P)|_{z=\zeta(M,P)}d\Sigma$$

式中，P代表输出空间中的任一点；M代表输入空间中的任一点；U(M,P)代表位于M点的偏移场：$\sum$是定义在参数平面上的积分域，即反偏移孔径；$W_1(M,P)$代表由M和P决定的加权函数；B(M,P)描述波场对真振幅反射的影响；z是M点的垂直深度；(M,P)是一个与反偏移场的物理含义有关的函数；ζ(M,P)是由P点决定且通过M点的等时线。根据定义，

$$\zeta(M,P)=t[r_s(\xi),M]+t[r_g(\xi),M]=T_\zeta \tag{2}$$

这里，r_s和r_g分别代表源点和接收点；$\xi=(\xi_1,\xi_2)$代表描述观测装置的参数矢量；$t[r_i(\xi),M]$代表由$r_i(i=s,g)$点到M点的射线走时；T_ξ是一个给定的常数。

在匀速条件下，方程(2)简化为：

$$T=\frac{r_s}{V}+\frac{r_g}{V} \tag{3}$$

这里，V代表介质的速度，r_s和r_g分别代表源点和检波点到P点的距离。

将方程(3)代入到方程(2)中，可以得到一个便于进行分析计算的积分表达式。在旁轴近似下，该积分可用常规的解析方法求出。其结果表明，当反偏移孔径不大时，反偏如果反偏移孔径很大，则通过相对复杂的数学变换可证明：有两个相互分开的反偏移场存在，其中的一个是反偏移信号，另一个是由反偏移孔径的边缘产生的干扰。

上述结果与在一般条件下用稳相分析得到的结果完全一致。这从另一个侧面说明了稳项分析的正确性。

在二维条件下，Kirchhoff—型反偏移由一个曲线积分实现，

$$U(M,P)=g(M,P)\int_a^b W(M,P)B(M,P)U(M,P)|_{z=\zeta(M,P)}dl \tag{4}$$

式中，a>b>0限定反偏移孔径。可以证明，二维条件下的孔径效应远小于三维条件下的孔径效应。随着反偏移孔径的增大，孔径效应逐渐变为零。因此，在二维条件下，对很大孔径条件下的反偏移可省去为消除孔径效应而引入的孔径窗边函数。

本研究由国家自然科学基金资助。

弹性波动方程叠前逆时偏移

何兵寿[1]　魏修成[1]　刘洋[1]　陈刚[2]

(1. 石油大学，北京，102200，2. 大港油田物探公司，天津，300280)

1. 引言

弹性波动方程逆时偏移是一种以矢量波理论为基础的深度域偏移方法，它对地表记录到的波场在时间方向上进行延拓，然后利用成像条件对地下各点进行成像。这种方法的优点主要表现在两个方面：①算法保留了波的矢量特征；②算法不受地下构造倾角和介质横向速度变化的限制。

2. 基本原理与实现方法

逆时偏移中，由于地表各接收点在各时刻的位移值是已知的，假设在 $t=t_L$（t_L 为地表各接收点的最大记录时间）时地下各点的位移和质点振动速度为零，$t>t_L$ 时地面和接收点处及地下各点的波场值为零，由此可以将矢量波的偏移转化为边值问题来解决。其边界条件为：

$$U|_{z=0}=f_1(x,t), W|_{z=0}=f_2(x,t) \tag{1}$$

其中：$U|_{z=0}$，$W|_{z=0}$ 分别为地表接收点处位移的水平分量和垂直分量；$f_1(x,t)$，$f_2(x,t)$ 分别为地表接收到的两分量记录；t 为时间；x、z 分别为水平距离和垂直深度；$z=0$ 表示地表。

(1)差分格式的构造

二维各向同性介质中，采用交错网格中的高阶差分方法（董良国等，2000）对位移——应力弹性波动方程进行高阶差分离散，可得到弹性波逆时传播的 2N 阶精度差分格式。该格式与弹性波正演的差分格式十分相似，它实际上是正演的逆过程。实际计算中，以地面两分量记录做为约束条件，从记录最大时刻开始将弹性波场在时间方向进行延拓，直到 $t=0$ 时刻。弹性波逆时传播的吸收边界条件和数值频散关系与正演情况相类似，本文不再赘述。

(2)成像条件及其求取

成像条件的计算是弹性波场逆时偏移的一个重要组成部分，所谓成像条件是指弹性波逆时传播过程中地下各点的成像时间。目前常用的成像条件有零时间条件、激发时间成像条件和波阻抗成像条件等。零时间成像条件只适用于迭前逆时偏移，波阻抗成像条件对于声波方程逆时偏移较实用，激发时间成像条件也在声波方程的逆时偏移中广泛采用，本文将之用于弹性波方程逆时偏移中。

如果将地下各点都看成绕射点，地面接收到的记录为各点绕射波的叠加结果，那么对于某一特定点来说，该点产生绕射波的时间为直达波到达该点的时间。实际上由于我们只对反射波感兴趣，因此可以把地震记录看成地下不同点在不同时刻以不同强度激发的地震波在地表的叠加结果，这就是激发时间成像条件的基本原理。激发时间成像条件的求取是弹性波逆时偏移的难点之一，本文采用射线追踪法求取地下各点的成像条件。求得成像条件后，在弹性波逆时传播过程中，每一时刻对满足成像条件的所有点进行成像，可得最终偏移结果。

3. 讨论

弹性波场的逆时偏移以弹性波动方程作为理论出发点，考虑了波的矢量特征，算法与实际情况更为接近。该算法不受倾角限制，较适合于大倾角地区或介质横向速度变化较大地区的多分量地震记录偏移。由于地表检波器所记录的只是部分波场，故逆时偏移的实质是从地表部分点的部分信息来恢复地下所有点的全部弹性信息，它不可避免地要产生误差，但我们在研究中发现，地表接收到的地震波在逆时传播过程中具有："自我治愈"的功能，这种误差十分微小。

任意散射条件下地震散射成像方法研究

王忠仁　孙建国　陈丽虹

(吉林大学地球探测与信息技术学院,长春,130026)

1. 引言

由地球表面观测到的地球物理信息来推测地球内部的构造或岩性,从本质上说都属于地球物理反演的范畴。因此,研究可行的地球物理反演方法不但有理论意义更有实用价值。基于波动方程散射成像的反演方法从理论上说可以比射线追踪成像方法获得更高的分辨率,然而由于这种散射成像方法要涉及到含有两个未知函数的 Fredholm 积分方程,这给方程的直接求解带来了困难。因此,人们不得不对成像物体的散射特性做出某种假设,并在有关的假设基础之上作出某些近似。Born 近似就是一种典型的近似方法,该方法要求散射体具有弱散射的特性并要求散射体的线度在波的传播方向上不能太大。而其它一些近似方法(比如 Rytov 近似等)对散射体也都有相应的一些要求。这使得散射成像方法在应用上受到了很大的限制。

本文给出一种任意散射条件下借助于同态滤波技术的地震散射成像的变量替换方法。这种方法可把散射成像技术的有效范围扩展到任意散射体,不需要特别限定散射体波速的上界。而且,计算中不需要入射场的信息,从而使得反演程序在实现上变得相对容易一些。

2. 方法原理

设 v_0 为均匀背景介质波速,$k_0=\omega/v_0$ 为均匀背景介质的波数,v 为散射体的波速。将空间波场 U 分解为入射波场 U_I 与散射波场 U_S 之和,则 U_S 满足方程

$$\nabla^2 U_s + k_0^2 U_s = k_0^2 \alpha(r) U \tag{1}$$

其中

$$\alpha(r) = 1 - v_0^2/v^2 \tag{2}$$

取均匀介质无限空间中的 Green 函数 G,由远场近似(假设散射体距采集面很远),可得散射波场 U_s 满足的第一类 Fredholm 积分方程

$$U_s(r) = -k_0^2 \int_\Omega \alpha(r') G(r,r') U(r') dr' \tag{3}$$

其中 Ω 为散射体所占据的区域。由于(3)式中的 $\alpha(r')$ 是未知函数,而 $U(r')$ 在物体内部无法测出,因此直接从(3)式反演 $\alpha(r')$ 是有困难的。

Born 近似是在弱散射($\alpha(r')$ 较小)假设下,将(3)式积分号内的 U 用 U_I 代替。当指定 r 为采集面上各接收点的坐标时,$U_s(r)$ 是已知的地震记录,从而使反演 $\alpha(r')$ 成为可能。

本文中我们给出如下一种变量替换方法。作变量替换

$$\alpha_c(r) = \alpha(r) U(r) \tag{4}$$

则方程(3)可以写成

$$U_s(r) = -k_0^2 \int_\Omega \alpha_c(r') G(r,r') dr' \tag{5}$$

从(5)式出发,反演出 $\alpha_c(r)$。然后采用同态滤波技术由(4)式分离出 $\alpha(r)$ 即为最终所要的反演结果。这种反演技术不但不需要对散射体的散射强度作出限定,而且在反演过程中还省去了求入射波场的麻烦。

基于块体模型的 2—D 波动方程偏移速度分析方法

杨淑卿[1,2] 王华忠[1] 马在田[1] 王常波 2 孟祥宾[2] 揭景荣[2]

（同济大学海洋地质与地球物理系，上海，200092 1 胜利油田物探研究院，山东东营，257022 2）

1. 引言

波动方程叠前深度偏移是复杂构造成像的有利工具，如果模型正确，波动方程叠前深度偏移能够很好地成像，但当模型不正确时，无论偏移方法如何高明，都难以使复杂构造成像，因此与波动方程偏移成像相配套的波动方程偏移速度分析方法研究既具有理论意义又具有实用价值。本文给山了基于块体模型的中点一偏移距域 2D 波动方程偏移速度分析方法。

常规地震资料的处理是基于均匀介质或水平层状介质假设的，这对于缓变介质或不甚复杂的地质构造而言，一般可以获得比较满意的结果。然而，依托这种假设的地质模型大都比较简单，无法解决强速度变化或复杂地质构造的成像问题。本文采用块体地质模型描述法克服了传统研究中用层状地质模型的诸多弊病。块体是由层面、断面和包体等不同属性的反射几何形态构成的一封闭体。由于沉积环境和构造背景的不同，每个块体内的物理性质（如速度）连续变化，块体分界面两侧物理参数（速度）呈间断分布，利用地质模型的拓扑关系矩阵描述法描述块体与块体间、块体与层面间的相互关系。

2. 方法原理

波动方程叠前深度偏移为偏移速度分析提供了强有利的工具。波动方程叠前深度偏移可以在炮域中进行，也可以在中点—偏移距域进行。炮域中波动方程叠前深度偏移用单平方根算子把炮点和检波点分别向下外推；中点—偏移距域的波动方程叠前深度偏移用双平方根算子把炮点和检波点同时向下外推。见双平方根算子在中点—偏移距域成像的一个明显的优点是它不用考虑偏移孔径的选择，成像的结果仅在整个剖面的边界部分受偏移孔径选择不当的影响，由于它不象炮集成像那样需在每个炮集的边界上镶上若干边道，而且炮点和检波点同时向下外推，因此其计算效率高于炮集叠前深度成像，所以我们选用双平方根算子在中点—偏移距域中的叠前深度偏移方法作为偏移速度分析的工具进行偏移速度分析。其主要计算步骤描述如下：

（1）给定一个初始模型（初始模型一般由叠加速度转换而来）。

（2）对地表接收到的上行波场 $P(m,h,z=0,t)$ 做 3D 傅立叶变换得到 $P(k_m,k_h,z=0,\omega)$。

（3）利用双平方根算子将地表波场向下延拓到深度 z 处得到深度 z 处的外推波场 $P(k_m,k_h,z,\omega)$。

（4）对于外推波场 $P(k_m,k_h,z,\omega)$ 做 3D 反傅立叶变换得 $P(m,h,z,t)$，此处 $P(m,h,z,t)$ 是各种深度的非零偏移距剖面，从中可以抽取共成像点道集。

（5）对共成像点道集进行分析，若共成像点道集反射同相轴拉平，输出速度模型和成像结果，若同相轴不平，进行剩余速度分析，修改速度模型。

（6）重复（2）—（5）。

3. 结论

利用本文所述方法对大庆模型和胜利一实际测线进行了处理，均得到较好效果。

共聚焦点成像与速度分析方法

乔俊邦　马在田
（同济大学海洋地质与地球物理系 上海 200092）

在地震资料处理中，偏移成像特别是叠前偏移成像方法被广泛应用。但是绝大多数偏移成像方法都面临一个无法回避且又相当棘手的问题，即目标区域的速度场分析问题。由于速度是偏移成像的基础，其正确与否在很大程度上制约着偏移成像的实际效果。到目前为止，尽管已经提出了许多速度分析的方法，但这一问题并没有得到很好的解决。

本文在 A. J. BERKHOUT 的成像理论基础上通过对共聚焦点(common focus point)方法的研究来实现成像和速度分析。其优点就是一方面减少了成像对速度场的依赖，另一方面可进行速度分析。

该方法是在面炮方法的基础上进一步发展而来，其基本思想就是通过一个逆时外推算子(聚焦算子)的两次作用消除波的上行与下行传播效应，从而形成一个关于目标成像点(即聚焦点)的'自激自收'剖面，也即是我们所要的偏移成像剖面，将这些偏移得到的相关聚焦点连线即可得到有关层位。从该方法的整个成像过程可以将其称为两步聚焦成像：即检测聚焦和发射聚焦。该方法的处理流程可以归纳如下：

(1)在叠加剖面的基础上，拾取基本层位，以确定要处理的聚焦点的初始位置。

(2)以初始速度场和第一步的工作为基础，利用匹配滤波方法求初始聚焦算子。

(3)计算 CFP 道集。

(4)利用目前的聚焦算子与得到的 CFP 道集做相关计算得到 DTS(Differential Time Shift)系列曲线图。

(5)算子的更新。根据相等旅行时原理。若所用的算子是正确的，则做相关后的同相轴应该在 T=0 的位置上。利用这一点可通过在 DTS 系列曲线图上拾取时差并将其折半来对前一步的聚焦算子进行更新，重新构造 CFP 道集和 DTS 系列曲线图直到满足要求。

(6)利用求得的聚焦算子分别对炮道集和检测点道集进行聚焦运算，实现对某一聚焦点的成像。

(7)重复这一过程即可以依次计算出所要成像的目标点。

在应用相等旅行时原理时需要注意：准确的旅行时介于错误的逆时聚焦算子和相应错误的聚焦点响应之间，这一认识有助于在 DTS 系列曲线图中拾取时差；对位于倾斜反射层上的聚焦点，倾角对于聚焦点响应的旅行时没有影响，但会影响振幅在旅行时曲线上的分布。

根据上述共聚焦点偏移成像的原理及计算流程可以看出，该方法具有以下特点：

●它由相对独立的两步，即检测聚焦和发射聚焦组成。

●只需要初始的速度场即可实现正确的偏移，对于速度场的依赖大大减小。

●它是一种面向目标、数据驱动而非模型驱动的成像方法。

以上是共聚焦点成像的原理与方法。利用这一方法，还可以进行速度分析。对于速度分析，关键有两点：即判别速度正确与否的标准和速度场的更新。利用本方法进行进度分析时，在宏模型正确的情况下由速度误差而引起的时差是通过传播算子来体现的，也就是通过 CFP 响应体现的。因为在速度场和模型正确的情况下，聚焦算子与相应 CFP 响应中所包含的时间是相等的(相等旅行时原理)，因此前面有关算子更新的方法同样适用于速度分析，而且这种方法更直接、快捷。

用共聚焦点方法进行成像和速度分析的一个不足之处是计算量大。此外由于它是面向目标和逐点处理的，因此更适合复杂地下界面的情况。

波动方程炮域三维叠前深度偏移

徐兆涛　王华忠　马在田

(同济大学海洋地质与地球物理系,上海,200092)

引言

叠前深度偏移是复杂地质构造准确成像的有效手段。波动方程叠前深度偏移成像使用较为准确的方程,这些方程可以描述波在复杂介质中的传播。波动方程偏移的核心是借助延拓算子进行波场延拓。分步傅立叶法(Stoffa,1990)用的波场延拓算子频率波数域与空间频率域混合域中运算的算子。利用傅立叶偏移的优势,进一步提高相移法适应横向变速的能力。基本原理是进行波场分裂,把复杂介质的速度场分裂为常速背景和层内速度扰动,相应地波场也被分为背景场和扰动场。然后再对分裂后的速度场和波场,进行波场延拓和成像处理。常速背景对应的波场用相移法进行波场延拓,然后针对变速扰动引起的时差进行频率空间域的时移校正。本文将频率波数域与空间频率域混合域中运算的波场延拓算子,推广到三维,形成炮域分步傅立叶三维叠前深度偏移算法。在盐丘模型标准数据集上试算,获得了良好的成像效果。并对胜利CB地区的三维资料进行了试处理,获得较高精度的剖面。

1. 基本原理

在任意速度分布情况下,炮点或检波点波场外推方程为,

$$\frac{\partial P(t,x,y,z)}{\partial z}=-\left[\frac{1}{v^2(x,y,z)}-\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2-\left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)^2\right]^{1/2}\frac{\partial P(t,x,y,z)}{\partial t} \tag{1}$$

将上式中的慢度场(速度场的倒数)分解为背景慢度和慢度摄动量,

$$S(x,y,z)=\frac{1}{v(z)}+\Delta S(x,y,z)=s_0(z)+\Delta S(x,y,z) \tag{2}$$

可获得频率波数域三维分步傅立叶法波场外推算子。

在炮域道集上,分别对上行波、下行波,利用分步傅立叶三维波场延拓算子进行波场延拓,获得下行延拓波场和上行延拓波场,再按成像条件求取深度域成像波场值,将各炮深度域波场按其空间位置叠加在一起,就得到深度域剖面。为了让大倾角反射正确归位,偏移前在炮集两边以零道镶边,所镶道数由地质构造的倾角决定。

2. 数据试算结果

(1)SEG/EAEG Salt 模型数据集三维叠前深度偏移　SEG/EAEG Salt 模型以典型的美国墨西哥湾盐丘构造为雏形,建立深度速度模型;模拟真实的 3D 观测,产生标准数据集。它是验证三维处理算法,如偏移成像、速度分析和多次波压制等的标准数据集。本文用最完备的数据集C进行了测试。叠前深度偏移参数,x、y方向的空间采样率都为40米;外推深度4200米,深度采样点数210;波场延拓步长20米。

(2)胜利油田CB地区的三维资料处理　处理目标是深层的古潜山构造,由于受到印支、燕山构造运动期形成的大型逆掩推覆构造的影响,又被喜山期形成的东北向和近东西间断层所切割,形成了块断残丘山,其内幕构造为倒转褶曲,潜山构造及构造及内幕十分复杂。资料是海上观测数据,因漂移使观测极不规则。用炮域分步傅立叶三维叠前深度偏移,既可以实现数据的规则化,又实现了复杂构造的准确成像。从剖面看,同相轴归位准确,断层、断点清晰,整个剖面有较好的分辨率和信噪比。

3. 结论　分步傅立叶三维叠前深度偏移算法基于速度场和波场分裂的思想,在常速背景下进行频率波数域的相移处理,对扰动项进行空间频率域的时移校正处理。在提高计算效率的同时,也保证对速度场横向变化的适应性,且该方法无方位角误差。虽然在计算过程中,忽略了高阶速度扰动项,影响成像精度,但通过标准数据模型和实际资料测试表明,复杂地质构造成像能够满足精度要求。

复杂地表波动方程叠前深度成像

何 英 王华忠 马在田
(同济大学海洋地质与固体地球物理系,上海,200092)

目前,我国的油气勘探正逐渐向地表起伏剧烈的西部山区推进。直接从起伏地表开始的波动方程叠前深度偏移方法。是适用于地表地形复杂和地下构造复杂情况下地震波成像的有效手段。本文提出首先把炮集以任意速度(最好用接近地表层的速度)反推到另一水平面,再采用更有效、精确的傅立叶有限差分法波动方程进行波场外推的新思路,我们实现了从非水平观测界面的偏移过程,解决了起伏地形变化对地下构造成像的影响,并克服了基于"零速层"(Beasley 和 lynn,1992)方法在计算上的不稳定因素,具体实施时更加灵活。理论模型试算表明,用我们提出的方法能较好地解决起伏地表对地下成像的影响,成像效果令人满意,达到了波动方程基准面校正和深度成像的有机结合,为更好地消除不规则地形对深度成像的影响,提供了新的手段和思路。

实现过程

首先,把基准面定在炮集所在区域地面的最高点或最高点之上的某一高度,在基准面和地表之间插入一个虚拟层,其速度为任意速度(最好用接近地表层的速度),然后把炮集反传到这个基准面上。这样进行修改后,把非水平观测变成水平观测,就可用常规的偏移算子进行波动方程外推运算,达到消除地形影响的目的。在具体应用本文介绍的方法时,插入的虚拟层的速度应尽可能地接近地表层的速度,以消除由于速度差异而引起的波动传播射线的弯曲。本文中使用的偏移算子是由王华忠博士(1997)提出的最优化45°方程深度外推算子,这是一种很好的能适应纵横向变化的深度外推算法。波场外推时之所以选择傅立叶有限差分法,是因为它集传统相移法和有限差分法的优势于一身,它不但对陡倾角能很好地成像,而且又能适应速度的横向变化,能够精确地反映地下介质的形态。我们在几种地表起伏不同的理论模型上进行了试算,均取得了较好的效果。

数值试算

模型—1:地下构造为一凹槽,斜层倾角为45°,地表模拟的山丘对称,地形最大高程差300m,单炮道集内检波点最大高程差150m;模型—2:地下构造为一凹槽,斜层倾角接近30°,折线模拟起伏地表的山丘非对称,地形最大高程差1000m,单炮道集内检波点最大高程差1000m;模型—3:地下构造为一凹槽,斜层倾角接近30°,正弦曲线模拟起伏地表,地形最大高程差1000m,单炮道集内检波点最大高程差1000m。

效果分析

成像的结果表明:地下各反射界面均有清晰的反映,构造形态归位准确,浅、中、深各水平层反射较好,几乎看不出地表起伏对地下构造的影响。模型1两边成像效果较差是因为覆盖次数太低所致;凹槽两侧的斜层成像能量较弱,是由于偏移距不够、斜层倾角较大(45°)造成;模型2位于地表突变点下的成像效果略微有点扭曲,这和我们设计模型的突变点过于极端有关;模型—3地表模拟比较光滑,成像效果较模型—2好,图中右侧向上翘起的弧线是正演产生的边界效应所至。

结论与讨论

用本文提出的方法,能将非水平地表观测变成水平地表观测,这样就可以采用常规的偏移算子傅立叶有限差分法做叠前深度偏移,克服基于"零速层"的方法而导致计算上的不稳定。数值计算成像结果表明:用本文提出的方法能较好地消除地表起伏剧烈变化对地下构造成像的影响,较准确地反映地下构造。

付立叶有限差分叠前深度偏移在ZX地区勘探效果

匡 斌 王华忠 马在田

(同济大学海洋地质与地球物理系，上海，200092)

1. 方法理论和模型试算效果

目前基于波场延拓的各种方法都在发展之中，这类方法具有没有高频近似，容易处理振幅等优点，存在问题是计算效率较低。综合考虑算法效率和横向速度变化，使我们倾向于在频率波数和时间空间双域进行偏移成像。Stoffa(1990)提出分步 Fourier 方法，把慢度场分为背景慢度和慢度摄动量，并舍弃慢度摄动的二阶项。背景慢度的波场用相移法来成像，慢度摄动引起时移较正量。Ristow(1994)提出 Fourier 有限差分方法。在分步法基础上，加上有限差分项补偿，舍弃慢度摄动二阶项造成的损失。Fourier 有限差分深度偏移公式如下：

$$\frac{\partial\widetilde{P}}{\partial z}=\sqrt{\frac{\omega^2}{v^2}+\frac{\partial^2}{\partial x^2}}\widetilde{P}\approx\sqrt{\frac{\omega^2}{v(z)^2}-K_x^2}\widetilde{P}+\left(\frac{\omega}{v(x,z)}-\frac{\omega}{v(z)}\right)\widetilde{P}$$

$$+\frac{\omega}{v(x,z)}\left(1-\frac{v(z)}{v(x,z)}\right)\left\{\frac{\alpha_1\dfrac{v^2(x,z)}{\omega^2}\dfrac{\partial^2}{\partial x^2}}{1+b_1\dfrac{v^2(x,z)}{\omega^2}\dfrac{\partial^2}{\partial x^2}}+\frac{\alpha_2\dfrac{v^2(x,z)}{\omega^2}\dfrac{\partial^2}{\partial x^2}}{1+b_2\dfrac{v^2(x,z)}{\omega^2}\dfrac{\partial^2}{\partial x^2}}+\cdots\cdots\right\}\widetilde{P} \quad (1)$$

其中 $P(x,z,t)$ 是压力波场，$V(x,z)$ 为速度场。很明显上式由相移项、时移项和有限差分项组成。由 Marmousi 模型的 FFD 方法偏移结果可见，盐丘下构造成像准确，质量很高。

2. 勘探实例

叠前深度偏移成功例子大多在海上，陆地上成功应用相对较少。ZX 地区以古潜山为主要构造特征，速度横向变化剧烈，是极富挑战性研究区块。该二维测线共有 46 个炮集，每炮 60 道，最大偏移距是 3240 米。依照时距双曲线关系对叠前地震道进行了内插。在 E450 工作站完成计算需 CPU 时间 12 小时。

FFD 方法的剖面，断点清晰，内幕构造层次分明。和 KIRCHOFF 法相比，有较高的频率和较好的信噪比。对比振幅能量面貌，较为均匀自然，适合进行 AVO 和岩性反演的处理。

积分法中偏移孔径过小影响大倾角构造成像，过大会影响成像的信噪比(在浅层尤其明显)。而使用 FFD 方法，偏移孔径选择方法相对容易的多。过大的偏移孔径仅仅增加计算量，并不影响偏移效果。偏移时可以根据陡倾角反射情况，限制成像倾角大小。Fourier 变换后，仅需计算正频率成分，并可按地震波频带范围进行成像。注意这几个环节，可以节省计算量。

3. 总结

本文简要阐述二维 FFD 叠前深度偏移软件的技术要点和措施，并展示对实际资料处理取得的成果。经过对比，FFO 方法在复杂构造成像效果和振幅保真方面都优于积分法。而且偏移孔径的问题也更容易处理。

Cross—line 方向共偏移距道集 3D 双平方根方程叠前深度偏移

程玖兵 王华忠 马在田
（同济大学海洋地质教育部重点实验室，上海，290092）

波动方程偏移既有单平方根方程算法，又有双平方根方程算法。前者主要包括共炮集偏移与合成面炮偏移。众所周知，叠前深度偏移严格依赖于速度模型。尽管共炮集偏移成像精度高，但因其计算效率低，不适合偏移速度分析。合成面炮偏移计算效率虽高，但对一些三维窄方位角数据，很难准确合成出面炮记录。总之，基于单平方根方程的偏移方法不适合三维偏移速度分析。相反，双平方根方程偏移则具有应用于偏移速度分析的优势。首先，它可方便地输出共成像点道集；其次，它在计算效率方面明显优于共炮集偏移；最后，它对数据采集方式的适应性强，针对不同的三维数据可设计不同的双平方根方程偏移算法。

关于双平方根方程偏移，Yilmaz(1979)等做了一些基础性研究。后来一些学者为解决横向变速介质中的成像问题，开始研究双平方根方程的叠前深度偏移算法。Shengwen Jin 在 2000 年提出了中点—半偏移距域双平方根方程全偏移的广义屏算法；王华忠也曾详细推导了中点一半偏移距域、炮点一全偏移距域双平方根方程全偏移公式(2000,2001)。从计算上讲，双平方根方程全偏移是一个五维问题。它在每一延拓步中涉及庞大的数据量，对计算机硬件条件要求非常高。另外，对窄方位角数据，cross-line 方向偏移距采样稀少，其波数域的处理误差大。为克服这些缺陷，程玖兵等(2001)曾在 Deregowski(1981)及 Popovici(1996)等工作的基础上，提出了三维共偏移距道集的拟线性局部 Born 近似的叠前深度偏移方法。但正如作者指出的那样，该方法是基于稳相法等近似手段导出的，在强横向变速介质中误差很大，尤其对于大偏移距道集。对丁窄方位角数据，Biondi(1996,1998)等提出对数据做方位角校正(AM0)，然后采用共方位角叠前偏移进行成像。他提出的共方位角偏移算法是在中点一半偏移距域实现的。后来王华忠等(2001)也提出了炮点一全偏移距域的共方位角叠前深度偏移算法。尽管经过方位角校正的窄方位角数据可由共方位角偏移进行成像，但方位角校正对方位角特别窄的数据才能保证精度。对那些不适合“AMO＋共方位角偏移”，而 cross-line 方向偏移距又较小的三维叠前数据，我们提出采用 cross-line 方向共偏移距道集偏移方法进行三维成像。

Cross-line 方向的共偏移距道集偏移是一种介于共偏移距偏移与共方位角偏移之间的叠前偏移方法。Cross-line 共偏移距道集是指三维观测数据中 cross-line 方向偏移距相同的地震道组合成的道集。从速度仅随深度变化介质中的双平方根方程叠前成像公式(Yilmaz,1979)出发，容易导出 cross-line 方向共偏移距道集的叠前偏移公式。仿照共偏移距或共方位角偏移公式的推导方法，采用稳相近似可得到更简单的波场延拓与成像的公式。对于横向变速介质，可采用类似于共偏移距叠前深度偏移的处理方法，逐层对横向变速引起的时差加以校正(程玖兵，2001)。另外，作者还提出一种更直观简便的方法，就是在每一深度延拓步中，先在 cross-line 方向进行“偏移到零偏移距(MZ0)”的时差校正，接着再进行三维共方位角道集深度偏移。当然，这里的 MZ0 是在深度域巧妙实现的，它能适应 cross-line 方向较缓的横向变速(对窄方位角数据基本满足)。

Cross-line 方向共偏移距道集偏移方法的特点是，它既充分利用了各种典型观测方式得到的所有三维数据，又具有较高的计算效率和成像精度。它输出的若干 in-line 方向的共成像点道集剖面，非常适合于三维的偏移速度分析。SEG/EAEG 的 3D 盐丘数据的成像结果表明该方法具有较高的成像精度，可用于三维叠前深度偏移及速度建模过程中。

非平面波场简谐单波拟合法外推

赵振飞

（石油地球物理勘探局研究院，地球软件公司）

1. 引言

本文给出的算法……非平面波场外推法，在用差分法实现平面波场外推算法中通过引入简谐单波算子拟合使算法发生了变化，文中阐述了算法的基本原理及实现过程，及对起伏地表的适应性质，比较分析了算法与其他解决起伏地表波场外推的平面波场外推算法如差分法和相移法间的相同与差异之处，算法适合于起伏地表波场外推，同时也是较理想的平面波场偏移算法，理论模型试算验证了算法的有效性。

2. 非平面波场简谐单波拟合外推的基本原理及实现

下面给出非平面波场简谐单波拟合法外推的基本原理。

以下几点条件是自明的：①波动方程关系是线性关系；②平面简谐单波同复合波一样满足波动方程关系；③任何波场均可由平面简谐单波线性（谐）组合表示；④平面简谐单波在确定区域上的值是已知（简易可求）的。

由以上几点条件，反之，波动方程关系应为这些简谐平面单波所表述，我们可以通过这些单波在这区域上的数值拟合求得波动方程关系的近似的数值算子式，然后用数值算子式进行波场外推。

3. 非平面波场外推法与平面波场外推法的宏观比较

非平面外推法具有与平面外推的差分法相似的数值形式，即两算法在生成数值算子式之后形成基本相似的外推算子阵，并通过同样的求解矩阵方程组或褶积的形式外推，但从波场空间形态来看两者却差异很大：对于起伏地表，平面外推法仍以水平网格进行深度外推的，只是在由上向下延拓的过程中把延拓所得值与就近高度起伏地表的波场值相加起来继续延拓下去。而非平面外推算法对起伏地表的波场延拓则是在比较自由的网格曲面上由上向下连续进行的，网格曲面是就地表曲面起伏走向比较均匀合理布设的；另一个大的差别是，相比之下，平面外推法的网格显得很稠密（深度间隔1～2米），而非平面外推法则很稀疏（深度间隔可达100米以上），出现这种情况是由于平面外推法的网格分割造成的波场数据锯齿不能过大的缘故。而非平面外推法则不但没有锯齿的问题，也基本没有因步长大而造成的截断误差的问题，实际上，非平面外推法所采用的拟合法是在局部实现了相位移机制。由于这网格疏密的差异，造成了算法效率上的差异。

4. 结论，非平面波场外推算法的属性

由基本原理所决定的算法具有以下的自适应性：

①对外推曲面的适应性　由于算子式点的坐标是比较自由的，即外推可在较自由的曲面上进行；②对速度变化的适应性　算子内横向可设计速度变化，这使得算子之间的衔接部比差分法具有较好的一致性，可允许速度横向较大对比变化；对大步长的适应性　相位拟合的精度对网格间的距离是不敏感的（不是象差分法那样），故而在比较大步长时仍可保持较稳定的精度；③无反射边界　边界处算子同样地对简谐单波拟合求得，这就无须象差分法那样设计吸收边界算法，而自然是无边界反射的；④稳定性　由于所拟合的简谐单波是纯相位的，故算法是基本稳定的。

复杂地区成像的一种新方法

姚 姚

（中国地质大学，武汉，430074）

在复杂地形、复杂近地表层及复杂地下地质结构这种三复杂地区，地震资料必定异常复杂。常规地震资料处理方法对这类资料进行处理难以有所作为。叠前深度偏移虽然有可能完成成像任务，但它对速度模型的要求很高，速度模型的更改十分困难，有时也很难得到满意的成像结果。因此，发展新的适应这类复杂情况的、更为灵活方便的地震资料成像处理方法具有重要的现实意义。共聚焦点(CFP)叠加方法正是这样一种新方法。

共聚焦点叠加方法是用"聚焦"概念给出的一种全新的成像处理方法。它以算子驱动代替模型驱动，以算子修正代替速度修正，故能适应复杂的地表、地下情况，更为灵活方便。

首先，将地下介质划分为网格。对于每个地下网格点而言，其成像过程可以用二个聚焦步完成，即接收聚焦和发射聚焦。在接收聚焦步中，聚焦算子将每个炮记录转换为与所考虑的网格点有关的一道(菲涅耳带叠加)。若干这种道集合在一起就组成了共聚焦点选排(CFP 选排)。CFP 选排上的一个同相轴是一个聚焦点响应。如果速度模型正确，则时间反转聚焦算子(等于格林函数)和聚焦点响应有相同的运行时。这就是等运行时原则。在发射聚焦步中，聚焦算子将聚焦点响应转换为所考虑的地下网格点的地震图像(CFP 叠加)。

用矩阵和向量的形式可以将接收聚焦写成为：

$$\Delta P_j^+(z_m, z_0) = F_j^+(z_m, z_0)\Delta P(z_0) \tag{1a}$$

式中，矩阵 $\Delta P(z_0)$ 表示一次反射资料，行向量 $F_j^+(z_m, z_0)$ 表示在网格点 (x_j, z_m) 处的聚焦算子，行向量 $\Delta P_j^+(z_m, z_0)$ 等于所谓 CFP 选排的一个频率分量。而发射聚焦则可写为：

$$\Delta P_{jj}(z_m, z_m) = [F_j^+(z_m, z_0)\Delta P(z_0)]F^j(z_0, z_m) \tag{1b}$$

式中，列向量 $F_j(z_0, z_m)$ 为网格点 (x_j, z_m) 处的聚焦算子，标量 $\Delta P_{jj}(z_m, z_m)$ 即等于网格点处"像"的一个频率分量。

由方程(1a)和(1b)可以看出，对地下某个网格点的成像过程，完全是利用网格点处的聚焦算子在进行计算。因此，共聚焦点叠加与叠前深度偏移不同，是一种"算子驱动"的成像处理方法。在成像过程中，如何得到正确的聚焦算子是一个十分重要的问题。

初始聚焦算子可以在初始速度模型的基础上用射线追踪方法求得或简单地使用双曲线型的初始聚焦算子。如果初始速度模型不正确或实际聚焦算子不是双曲线型的，由接收聚焦步得到的共聚焦点选排(CFP 选排)上的同相轴与时间反转聚焦算子的运行时不同。为了得到地下网格点处正确的图像，我们必须不断地更新算子，最终使这二者的运行时达到相同，才能再进行发射聚焦。这就是"算子更新"的概念。根据共聚焦点选排上同相轴的到达时与时间反转聚焦算子的运行时是否相等可以确定是否需要进行算子更新。实际上，我们还可以利用这两个时间之间的时间差来修正聚焦算子的运行时，达到算子更新的目的。通过多次叠代，反复进行算子更新，最终可以得到正确的聚焦算子和地下网格点的正确图像。

算子更新的概念对于复杂介质成像而言十分重要。由前述可知，算子更新并不要求直接对速度模型进行更新，故这一点可以很容易地被理解。因此，最终算子的运行时(等于相应的聚焦点响应的运行时)可以包括进复杂的传播影响。这些影响在成像处理中人们不需要知道。需要满足的唯一条件是等运行时原则。

使用一个简单的资料例子进行了试算。试算结果说明，共聚焦点(CFP)叠加方法确实是一种适应复杂条件的、十分灵活方便的地震资料成像处理方法；聚焦算子与聚焦点响应之间的时间差在算子更新中起着重要作用。

综合多次波信息的CFP虚拟观测面方法

孙成禹　王永刚　孙夕平

(石油大学地球资源与信息学院,东营 257061)

针对于复杂地表区的静校正方法大都需要用到近地表的准确速度分布,这是很难做到的。基于CFP(Common Focus Point)技术的虚拟观测面方法,可以在不知近地表地区准确速度分布的情况下,将地面资料转换为在地下某一虚拟观测面上激发和接收得到的观测数据,从而消除由于地表起伏和近地表速度异常对反射波走时特征的影响,达到静校正的目的。同时,根据自由表面多次波的走时特点,综合利用多次波信息来辅助实现聚焦。可以达到扩展算子的横向范围(孔径),提高成像精度的目的。

共聚焦点技术概述　共聚焦点(CFP)技术是最近几年刚发展起来的一项用于地震资料处理的新技术。该技术将整个叠前偏移处理分成了两次聚焦过程,即激发聚焦和接收聚焦。激发聚焦是通过选取适当的聚焦算子,将炮集中所有的反射能量聚焦在一个选定的地下聚焦点上来进行的。将该算子运用于所有的炮集记录,便得到所谓的CFP道集。即炮点位于地下,接收点位于地面的虚拟地震道。也就是说,CFP道集代表了整个叠前偏移处理的一半。CFP道集的一个重要性质是相等旅行时原理。即:在地下网格点上进行激发在地面接收得到的地震波,与在地面激发在地下网格点接收到的地震波具有相同的旅行时。

基于CFP技术的虚拟观测面方法　该方法旨在改善由于地表复杂而造成的叠加剖面上同相轴连续性较差的问题。建立虚拟观测面的目的是将在地面激发地面接收到的地震波场,通过CFP聚焦,转换成在地下某一个水平的虚拟观测面上激发,同时在该面上进行接收得到的波场,从而消除由于地表起伏而造成的叠加后同相轴连续性较差的问题。该虚拟观测面可以是真实的地下反射面,也可以是某个假想的虚拟界面。整个虚拟观测面的建立过程可分七步进行:①对地震数据初步叠加,得到初始时间剖面,在此剖面上沿着设想的虚拟观侧面拾取网格点;②使用叠加速度计算初始合成算子,对每个网格点构造CFP道集和相应的DTS图版;③根据DTS图版上的时差修改合成算子,直到满足相等旅行时原理;④在虚拟观测面上对修改以后的算子进行空间内插;⑤对每个网格点计算最后的CFP道集;⑥按照炮点和接收点的位置关系,根据修改以后的算子,对炮集中的每一道进行相应的CFP道集切除;⑦按以上步骤进行接收点聚焦,将检波点放置在虚拟观测面上。

将多次波信息应用于CEP虚拟观测面的建立　在复杂地表区,部分地层的倾角可能很大且变化剧烈。从而使得地下某些点上的一次反射波在地面上出射时对应的炮检距很大,在地震排列的观测范围内不能被记录到,影响成像质量。而该反射波入射到地面上后,再经过地表自由面反射并入射到界面上另一点,发生的二次反射波在地面上的出射位置则可能会处在地震观测的有效范围内。我们认为,由于自由表面的反射较强,可以借助这个波来实现对地下一次反射点的聚焦。利用二次波进行聚焦的过程,可以看成是由将一次波正向外推(炮点聚焦)和二次波反向外推(检波点聚焦)两步进行的。也就是将一次波在地面上的出射点看成是二次震源,利用相等旅行时原理进行合成算子的计算和CFP道集的合成。

结论　由于CFP虚拟观测面方法是在叠前进行的,因此没有受到叠加效应的影响。同时,由于算子的更新是直接针对时间差异进行的,不需要已知速度模型,迭代收敛速度也很快。另外,综合利用一次波和全程二次波,可以达到扩展算子的横向范围(孔径),提高地震成像精度的目的。该方法适合于复杂地表区的静校正问题。

西部复杂区地震数据处理技术研究

赵 波 马在田

(同济大学,上海,200092)

1.引言

西部复杂地区的地震勘探是近几年主要勘探目标之一,其油气资源具有巨大的潜力。但是,由于受复杂地表条件(山地、黄土塬和大沙漠)和复杂地下结构的影响,采集到的原始地震数据静校正问题严重,各种干扰波能量较强,目的层附近的有效反射波能量很弱,资料处理结果往往很难令人满意。从目前的研究结果来看,影响资料处理效果的最主要的两个方面为静校正问题和低信噪比问题。针对西部地震数据处理中存在的问题,我们开展了静校正配套技术和提高信噪比配套技术的攻关研究,获得了比较满意的处理结果。

山地地区地表高程变化非常大,导致浮动基准面很难确定。山地往往地表地质条件复杂,山前部分地表多表现为低速的砾石区,山上部分主要为陡峭的老地层出露,局部被浮土覆盖。地表出露地层倾角大,横向变速剧烈,无统一的折射面,测线由于高差大、浮动基准面与实际地表差别较大;黄土塬地区资料的复杂性主要由地表黄土层所引起,主要表现为地表高层变化大,低降速带不稳定;沙漠地区地表往往起伏变化较大,由于低降速带的变化和表层速度的横向变化。可以说静校正是制约复杂区资料处理的最重要的因素。

受复杂地表和地下复杂构造的影响,在山地采集的地震资料上侧面干扰和散射干扰十分严重且能量强,加上复杂地表存在严重静校正问题,导致地震记录信噪比极低。强能量侧面干扰、散射干扰和次生干扰把有效反射信号淹没了,以致在原始单炮上很难看到有效反射的影子。山地地震资料的另一个特点是,原始数据信噪比差异较大。即使在同一测线上,由于地表条件复杂,使得同一测线的原始资料在不同的位置上信噪比差异较大。黄土塬地区主要由于地表低速黄土层的影响,激发和接收的能量衰减很快,黄土越厚,有效反射能量越弱,尤其是中深层的反射信号能量比较弱。主要表现在以下两个方面:

(1)能量分布不均匀:无论是信号还是噪声,沿测线方向的能量不均,能量的差异主要是受地表条件的影响。从共炮点、共检波点和共CMP集的数据可以看出记录能量的分布规律。

(2)噪声种类多,信噪比低:原始地震记录普遍干扰波比较严重,目的层段的信噪比较低。原始地震记录上的各种干扰主要有:面波、线性干扰、强能量干扰和随机噪声,有效压制这些干扰波对于西部复杂区地震资料处理而言是一个急需解决的问题。

2.方法

在对原始资料进行认真分析的基础上,经过大量的试验和分析,确定了以静校正迭代、叠前多域串联去噪提高信噪比、叠后提高信噪比兼顾分辨率为主的相对振幅保持处理流程。主要采用以下一些关键性的处理技术:

●配套的静校正技术(野外静校正、交互初至波静校正和优势频段剩余静校正);

●有效的多域去噪技术(面波压制、线性干扰压制、强能量噪声压制和叠前多域去噪等)。

在西部复杂区地震资料处理过程中,方法研究人员、地质人员和处理人员紧密结合,对关键技术、主要处理参数和处理流程进行了认真的分析,采用配套的静校正技术,使静校正问题能得到较好的解决;采用有效的叠前多域去噪技术,使各种干扰波得到压制;建立与测井资料相结合的偏移速度场,使偏移后的剖面层位归位合理,构造形态清晰可靠;建立了合理的处理流程,使处理后的剖面的质量有明显的改进。

复杂地表区地震资料处理方法研究

王有新
（石油地球物理勘探局技术发展中心，河北涿州，072751）

本文研究了复杂地表的地震勘探问题及其对地震资料处理效果的影响，提出基于高速顶界面的地震资料处理方法，通过应用实例说明了方法的有效性和实用性。

1. 复杂地表问题及其对地震资料处理的影响

复杂地表和近地表问题主要表现为地表高程变化剧烈，低速层速度和厚度横向不稳定，近地表介质岩性差异明显，高陡产状地层出露，缺乏稳定折射层和潜水面等。山地山前、沙漠戈壁、巨厚砾石、黄土覆盖和喀斯特地貌等都是典型的复杂地表区；

常规处理方式是在动校正之前进行野外静校正，将炮点和接收点移动到其对应的 CMP 参考面的时间上，由此校正地表高程差异和近地表速度厚度变化造成的静校正时差。

在地表起伏的情况下，炮点和接收点的高程相差较大，因此造成较大的炮点和接收点静校正量，虽然常规处理方式较好地解决了野外静校正问题，但是由于炮点和接收点的动校正 T0 时间不同，造成时距曲线偏离双曲线的问题，增大了动校正误差。解决起伏地表影响问题的途径是实现基于实际地表高程的动校正叠加，通过把动校正公式分解为两个半支双曲线，在保证使用同一个 T0 速度的条件下，分别进行与炮点 T0s 和接收点 TOr 有关的正常时差校正，然后在统一的 T0 时间上叠加。于是，在实现动校正的公式里，不仅直接反映了与地表高程有关的静校正部分，而且包括了地表高程变化引起的正常时差改变。

如果地表高程变化是引起野外静校正的唯一因素，那么基于实际地表面的动校正叠加显然是合理的选择，然而，野外静校正的另一重要因素与近地表有关。近地表因素是指低降速带介质的厚度和速度在横向上变化造成的地震波路径偏离和传播时间延迟，由于近地表介质速度很低，有时仅为几百米/秒，几十米的地层会导致十几毫秒的时差，忽略这个时差足以降低叠加效果并改变构造形态。虽然动校正公式中的 T0 时间和均方根速度隐含近地表因素，但由于尺度上的巨大对比，近地表时差难以在正常时差校正中得到明确反映。由此可见，基于实际地表面的动校正叠加能够解决地表高程变化对动校正的影响问题，并校正与地表高程变化有关的静校正时差，但是不能反映近地表介质的厚度和速度变化引起的静校正时差效应。

既能解决野外静校正问题又能避免地表高程变化对动校正影响的选择是基于 CMP 参考面的动校正叠加，与常规处理不同，该方式分别把炮点和接收点移动到其所在地面位置处的 CMP 参考面上，然后分别计算基于 CMP 参考面的炮点和接收点 T0 时间，由于 CMP 参考面比较接近实际地表面，所以可以避免地表高程变化对动校正的影响。但是，定义不同的浮动基准面和替换速度会计算出不同的野外静校正时差，从而进一步影响正常时差校正。

2. 基于高速顶界面的地震处理方法和结论

根据上述认识，问题归结于，合理的复杂地表区地震资料处理方式应该综合考虑地表高程变化和近地表速度厚度变化分别对动校正和静校正的不同影响，同时避免人为定义浮动基准面和替换速度所引起的误差，这就是基于高速顶界面的处理方法。该方法首先把数据从地表面沿高速顶界面的法线方向移动到高速顶界面，然后在高速顶界面上进行动校正叠加，由于近地表速度很低，所以沿法线方向的静校正是可以接受的近似。这种方式在实现野外静校正的同时，避免了选择替换速度的困难，遵守了地震波的传播规律。通过对青海某三维测线及其正演模拟记录的对比处理，说明该方法成功地解决了地表和近地表因素对静校正和动校正的影响问题，是山地地震资料处理的有效方法，同样的处理方式对叠前偏移也适用。

三维地震资料联片处理技术

宁俊瑞 张政兰 庞海玲 王卫江
（中石化石油勘探开发研究院计算中心，北京，100083）

不同时期、不同观测系统、不同测线方位、不同仪器采集、不同处理系统处理的多块三维资料，存在着时间、振幅、频率、波形等波组特征的多种不一致，尤其是三维地震资料拼接处问题更为突出(覆盖次数降低、信噪，比降低、偏移成像的边界效应)。利用三维联片处理技术，对塔北三块三维进行统一网格，统一静校正，统一极性、振幅、频率、相位，统一速度模型，统一叠加和偏移的“五统一”联片处理，有效地解决了三维地震资料拼接处的边界效应问题，使联片处理后的地震剖面在振幅、频率、相位等波组特征方面都具有很好的一致性，信噪比、分辨率、保幅性等明显提高。

1. 三维联片处理技术特点

(1)全区统一的面元网格及面元均化技术　由于联片三维各区块面元网格面元大小和测线方位角等各不相同，因而需要定义全局统一的CDP面元网格文件，使各区块叠前数据按新的网格文件重新面元网格化。为解决统一面元网格化后因覆盖次数不均匀造成的信噪比差异等问题，针对各块三维的具体情况应用面元均化技术，得到面元覆盖次数相对均匀的数据体。

(2)联片静校正技术　采用折射静校正技术(全三维广义线性反演GLI3D)建立与当时近地表地震地质条件符合一致的静校正模型，消除了表层不均匀性的影响，求得各区块准确的野外静校正量，作好三维联片处理的静校正工作。

(3)振幅、相位、频率一致性处理　应用地表一致性振幅补偿、多道统计反褶积和子波一致性处理技术，以及互均衡、子波匹配等处理技术，对三维联片处理工区进行振幅、频率、相位一致性处理，消除各块三维数据采集因素差异对处理成果的影响，解决各块三维拼接处的边界效应，使对整个三维联片工区进行统一的解释及评价成为可能，提高现有资料的可利用价值。

(4)时差分析与校正　由于三维联片资料是在不同年代、用不同的仪器采集的，各块三维数据在拼接处可能存在系统时差，准确地求取时差并合理地校正是联片处理的基本问题。应用互相关方法对块间重叠的三维数据体进行分析计算，既快速、准确地求出三维联片拼接处的时差，又避免了在有限的点线上点对点、线对线对比查找时差的缺点和不足(数据量有限、人为的视觉误差)。

(5)振幅保真性　三维联片处理充分考虑了后续储层及其含油气性预测的需要，采取了全三维地表一致性能量补偿及全三维DMO叠加、高精度串联偏移等高保真度处理技术；叠后采取剩余振幅补偿和剩余频率补偿，得到了质量较高的保幅处理成果。

(6)技术应用的针对性和有效性　在处理全过程中，认真查找块与块间数据的差异及差异的变化，并予以消除是联片处理成功的关键。因此，针对查找对象选择合适的查找技术手段，针对差异的性质选择适用的技术合理组合、进行处理，是至关重要的。

2. 推广应用实施情况及应用前景

应用三维联片处理技术，圆满完成了新疆塔里木盆地沙雅隆起雅克拉地区三维地震资料联片处理的任务，为该区的油气勘探开发提供了可靠的基础资料。

高分辨率三维地震勘探技术在莫北 2 井区的应用效果

黄永平　夏代学等

(新疆石油管理局地质调查处，新疆乌鲁木齐，830016)

1. 工区概况

莫北 2 井区位于准噶尔盆地腹部莫北凸起的莫北油气田。地表为大沙漠，地形起伏，最大高差超过 70m。低降速带厚度 30～110m。主要目的层侏罗系为一被大量正断层复杂化的、轴向近南北的低幅度背斜，埋深 3100～5200m。1998 年在该区进行过大面元(CDP 面元 50m×100m)三维地震勘探，尽管效果较二维详查有显著提高，但受采样的限制，成果资料不能满足精细油藏描述及油田开发需要。因此，2000 年新疆油田分公司在该区部署高分辨率三维地震勘探。

2. 主要技术措施

大沙漠区提高地震分辨率的主要难点：地表巨厚沙层对地震(特别是高频)信号吸收严重；地形起伏，原始单炮信噪比低；目的层埋藏深。

采取的主要技术对策：较小 CMP 面元、较高覆盖次数、优化炮检组合、合理设计三维观测系统、提高低降速带资料采集密度和精度；动静校正迭代、高精度速度分析等处理手段。

用大折射-沙丘曲线法调查表层结构并计算野外静校正量。沿接收线每 600m 采集一条浅折射连续剖面，每线炮点密度为 500m，点激发、点接收得到每个检波点准确的低降速层“底界”折射交叉时 t_0；用由大量微测井资料统计综合出的时深曲线对 t_0 作时深转换，得到低降速层底界高程，进而由此平滑出“底界”平面图，并计算每个炮点检波点静校正量。

大量试验表明，在大沙漠区，选用浅井、多井组合激发，可以保证激发能量；使用中高频检波器、多检波器面积组合可有效压制低频干扰，提高信噪比。大沙漠区的干扰来自各个方向，合理进行组合是提高信噪比和分辨率的重要手段。组合基距太大，压制了高频有效信号，太小，低频干扰波(能量太强)不能很好压制，不利于高频信息的恢复。通过试验，选择井深 6m、12 口井、单井药量 2kg，顺线束方向组合，基距 44m；36 个检波器两排长方形、垂直线束方向组合，组合基距 50～70m。这种炮、检联合组合，有效压制了各个方向的干扰波。

根据参数估算结果，经反复论证、多种方案对比，确定采用 6 线 9 炮奇偶型观测系统，25m×50m 的 CMP 面元、60 次覆盖。

资料处理重点为反褶积、叠前去噪、动静校正与速度分析、偏移等。经过大量试验，使用地表一致性脉冲反褶积。为提高速度分析精度，加密速度分析点、大道集上显示切除线、最终叠加前显示动校道集监控等措施。做好动、静校正是实现同相叠加的基础，剩余静校正与速度分析多次迭代，直到获得满意的叠加效果。利用工区的 VSP 速度与地震叠加速度进行对比，找出其对应关系，求出一个函数，然后对叠加速度进行校正，用于叠后时间偏移。

3. 应用效果及结论

高分辨率三维剖面效果明显优于大面元三维剖面和二维地震剖面。目的层侏罗系主频由常规 25Hz 左右提高到 50Hz，有效频宽由 10～60Hz 提高到 10～90Hz。

通过对三维地震资料进行精细解释，共解释大小断裂 27 条，其中 17 条新发现的断裂，断距都小于 20m。经大量开发井资料证实，高分辨率三维资料精度高，目的层侏罗系三工河组(3500～4000m 埋深)与井资料比较，最大深度误差小于 8m，一般只有 2～3m。以三维地震资料为主，结合其他资料，落实了该区的构造形态及断裂分布情况；查清了储层分布范围、厚度变化与物性变化规律；基本查清了油藏油、气、水分布规律；确定了油藏的控制因素及类型。

通过攻关，总结了一套适合于沙漠区的高分辨率三维地震勘探资料采集处理技术。该项技术为在准噶尔盆地展开以岩性、地层与低幅度构造为目标的精细勘探提供了有效手段。

大别山造山带深反射地震剖面精细处理研究

刘来祥[1] 唐文榜[1] 袁学诚[2]

(1. 中国石化石油勘探开发研究院,北京,100083 2. 中国地质调查局发展研究中心,北京,100083)

大别山造山带位于中国东部,该区大面积出露超高压变质岩,并发现含柯石英和金刚石的榴辉岩。一种观点认为,这些超高压矿物的存在预示着它们所赋存的地壳岩石曾经到达过地下 90—100km 深处,然后又迅速折返上来。地壳岩石有如此"天翻地覆"的变化及其所涉及的地球动力学过程激起地质学家们极大兴趣,一时间,我国大别山地区成为国内外地质学家关注的焦点。1997 年,中国国家自然科学基金委员会资助的大别山超高压变质作用与碰撞造山动力学重大项目中的地球物理研究工作,从区域构造出发,布置一条穿过整个大别山的以反射地震为主的综合地球物理剖面,以期揭示大别山地壳的细结构。对于横穿大别造山带的这条深反射地震剖面,倍受国内外地学界的关注。

1. 六安一黄石反射地震剖面

大别山深反射地震剖面 DBS98 的地理位置为:东经 115°01′～116°36′;北纬 30°11′～31°47′。受地表地震地质条件制约,采用弯线地震技术施工。测线从安徽六安开始到湖北黄石结束,总长 224km。观测仪器采用 SUMMIT240 道数字地震仪,采样间隔 2ms,记录长度 16s,叠加次数 12 次,接收道数 192 道,检波点距 50m,炮间距 400m,激发井深 20m,炸药量 31～41kg。

2. 数据处理

以大别山造山带及扬子、华北两大陆块地下直至莫氏面的反射界面准确成像和归位为处理目标,全面展开处理研究,重点抓住以下几个环节:

(1)数据的正确性检查,包括原始班报、近地表数据等,确保处理结果的准确性。

(2)弯线 CDP 叠加面元的合理选取,确保最佳叠加效果。

(3)针对测线地形起伏较大,相对高差在 600m 左右,存在着严重的静校正问题,采用浮动基准面静校正、折射静校正和外部模型剩余静校正处理技术。

(4)针对资料存在严重的随机噪声干扰和严重的无线电感应干扰以及弯线施工造成的侧面干扰,采用人工智能方法科学合理地进行去噪处理。

(5)为了提高资料的信噪比,进行了球面扩散补偿、地表一致性振幅补偿、地表一致性反褶积、叠前和叠后去噪等处理技术。

(6)克希霍夫 DMO 速度分析和共反射点 DMO 叠加、陡倾角偏移,确保反射波准确成像归位。

(7)叠后滤波、比例试验,选取合理的显示参数。

3. 剖面效果分析

通过精细处理,反射波振幅、频率特征,以及波组特征和构造特征清晰。

(1)获得了 0～16 秒之间多组反射波,其分区分带特征明显,清楚地反映了大别山地壳～上地幔地质构造格架:①莫霍面以上,剖面自南至北,先后出现穹隆形反射带、密集强反射带、透明一弱反射带和坳陷形密集反射带;②莫霍面反射清晰,为多相位强反射,且在整条剖面上表现为大的起伏和错断:在剖面南端黄石附近莫霍面埋深为 12s 左右,向北约 16km 发生大的错断,抬升至 10.5s;向北逐渐加深(其间出现三个小的错断),在朱家铺附近达 14.2s 左右,且再次发生大的错断,抬升至 13s,而后向北逐渐变浅,至六安约 12s 左右;

(2)剖面由北而南速度由高变低,在大别山分水岭附近有明显的低速异常区域。

对此剖面进行解释,可以对大别山造山带的构造细结构及形成机制作出判定。

复杂近地表介质初至波层析反演

张建中

（厦门大学电子工程系，厦门，361005）

随着全国范围内勘探程度的不断提高，在沙漠、戈壁、黄土塬、悬崖峭壁的山地和水陆交替的海滩等地表条件变化复杂的地区的勘探日益增多。正确地确定近地表的速度分布是解决这些复杂地区地震勘探静校正、波动方程基准面校正和叠前偏移等问题的关键。初至波层析成象被认为是油气勘探中重构近地表模型的有效手段而广为使用。地震记录上的初至波包括直达波、透射波、回折波、折射波等。过去较长一段时间，人们通常利用折射初至波层析反演层状介质的厚度和速度。这类方法一般认为上覆低速层的速度只是水平变化的，使用基于Snell定理的折射波算法。但是，在折射初至难以识别，或者近地表层速度随深度变化的情况下，这类方法均受到限制。近十年来，随着基于Fermat原理的多种射线追踪技术的提出和使用，弯曲射线（或回折波）层析成象吸引了许多研究者。这类方法可以较好地模拟介质横向和纵向的速度变化，为确定复杂近地表速度结构提供了有效的工具。我们研究并开发出一套适于复杂近地表地区的初至波层析反演方法及其软件。

模型的建立　用由M条横向直线和N条竖向直线组成的网络把研究区划分成若干矩形单元。网格节点坐标为(X_{ij}, Z_{ij})、速度为v_{ij}，其中，$i=1,2,\cdots,N$；$j=1,2,\cdots,M$。实际使用的节点由地形线以下的网格节点及地形线与网格线的交点组成，节点数即为未知量个数。各矩形单元的速度函数用双线性函数表示为$v(x,z)=c_0+c_1x+c_2z+c_3xz$。

初至波射线追踪正演　射线追踪算法的精度和速度直接影响着层析反演的精度和效率。近几年来，人们主要使用波前射线追踪算法，这些方法能应付与最短旅行时有关的波动现象，但其射线路径都是由震源点与接收点之间的网格节点连接而成，这使得射线出射角不能随入射角连续变化，在均匀介质出现弯曲射线路径的情况。本文使用我们最新研究的旅行时线性、非线性插值射线追踪法，克服了这种问题。该方法假设任意一点的旅行时可用其两侧二个已知点的旅行时插值得到，那么利用Fermat原理便可确定出从二个已知点之间通过到达待求点的最小旅行时和射线路径。这样确定的射线路径不是单元边界上离散节点的连线，而是穿过单元边界上正好满足最小旅行时条件的那一点。所以，该方法具有较高的精度。

反演方程的建立　初至旅行时t与近地表速度v有非线性关系：$t=\int_{R(v)}\frac{1}{v(x,z)}ds'$式中，R(v)为射线路径，它是速度v(x,z)的函数；ds为沿射线路径R(v)的距离增量。实际介质的速度分布是随空间位置任意变化的，射线路径也随速度的不同而变化。把被积函数在初始速度vo的小邻域内Taylor级数展开，取至线性项，并把射线路径按通过的单元离散化，通过推导整理得到线性方程：$\delta t=A\delta v$，且$\delta t=\{\delta t_j\}_{n\times 1}$，$\delta v=\{\delta v_i\}_{m\times 1}$，$A=\{a_{ij}\}_{n\times m}$，式中，n为地震射线数，m为网格速度节点数。$\delta t_j$为地震波沿第j条射线传播的观测旅行时与计算旅行时之差；δv_i是第i个网格节点上的速度扰动值或修正量；a_{ij}为微分系数矩阵A的元素，$a_{ij}=\sum_{1}^{N_{ij}}\left(\frac{\partial c_0}{\partial v_i}I_0+\frac{\partial c_1}{\partial v_i}I_1+\frac{\partial c_2}{\partial v_i}I_2+\frac{\partial c_3}{\partial v_i}I_3\right)$，$N_{ij}$是第j条射线通过的与第i个节点有关的单元数，$0\leqslant N_{ij}\leqslant 4$。$I_0=-\int_{R_j(v_0)}\frac{1}{v_0^2(x,z)}ds$，$I_1=-\int_{R_j(v_0)}\frac{x}{v_0^2(x,z)}ds$，$I_2=-\int_{R_j(v_0)}\frac{z}{v_0^2(x,z)}ds$，$I_3=-\int_{R_j(v_0)}\frac{zx}{v_0^2(x,z)}ds$。对这几个积分式的求解，我们推出了解析计算公式。

线性方程的求解　采用带阻尼的LSQR算法。

本文方法基于速度任意变化模型，能同时利用直达波、折射波和回折波等不同类型的初至时间，适应性强，精度高，用在塔里木盆地某山地的地震资料确定其近地表速度分布时，取得了较好的效果。

CRS叠加成像的属性参数反演与应用

韩立国 孙建国 朱建伟 陈丽虹

(吉林大学地球物理系,130026)

1. CRS叠加及其属性参数

动校正(NMO)及倾角时差校正:(DMO)是常规地震勘探数据处理的核心内容。但这两种以共中心点(CMP)道集为基础的时差校正处理均隐含有两个假设,即它们都以先验速度模型为基础并且介质是均匀层状的。对于弯曲界面和反射体不再构成共反射点的非均匀介质,基于动校正和倾角时差校正的叠加成像结果明显变差,此时,取而代之的是直接进行叠前深度偏移或采用CRS叠加成像技术。由于CRS叠加充分利用了波场是的运动学特征参数,叠加成像过程不再依赖于介质的速度模型。根据地震波的射线传播矩阵方程,双曲型CRS叠加公式可近似写成

$$T^2(x_m,h)=\left[T_0+\frac{2\sin\alpha}{v_0}(x_m-x_0)\right]^2+\frac{2T_0\cos^2\alpha}{v_0}\left[\frac{(x_m-x_0)^2}{R_N}+\frac{h^2}{R_{NIP}}\right]$$

式中,h为半偏移距,x_m和x_0分别为中心点和零偏移距点坐标,T_0为零偏移距旅行时间,v_0是波在表层介质中的传播速度。

在CRS叠加中,通过引入R_{NIP}、R_N、α三个属性参数来描述非均匀介质中波场传播的运动学特征,其中,α为地震波在零偏移处的射线出射角,R_{NIP}和R_N分别为NIP波和N波的波前曲率半径。NIP波定义为由地表垂直入射到反射体(点)再返回到激发点的波;N波定义为均以垂直射线入射到反射体上每一点的波;前者相应于界面点源,后者则相当于爆炸反射界面。

2. 属性参数反演与应用

CRS技术在提供给我们精确的叠加成像结果的同时,还可以为我们保留控制成像质量的3个属性参数数据体。本文中,我们结合以上叠加公式,根据CRS叠加成像结果和上述数据体对最佳属性参数进行拾取或反演计算,应用相关的属性参数建立速度模型或反射曲面的曲率半径,为后续处理和解释提供可靠的数据。

(1)叠加速度重建 根据出射角α和波前曲率半径R_{NIP},当$x_m=x_0$时,可得到等效的叠加速度:

$$v^2=\frac{1}{2}\frac{R_{NIP}V_0}{T_0 COS\alpha^2}$$

(2)界面曲率半径计算 反射界面的曲率半径作为属性之一,越来越多地应用于储层预测和油藏描述。CRS叠加中的N波与界面的曲率紧密相关。定义界面的曲率为R_c、则可得到如下关系式:

$$R_C=R_N-VT_0/2$$

由此我们看到,根报CRS成像结果可以精确地计算出R_C。

(3)层速度反演 层速度可以根据上述叠加速度利用Dix公式直接计算出来。我们也可以根据波传播的透射定律,传播定律等,利用α和R_{NIP}参数递推地建立起层速度反演公式。反演出的速度场分布由于得到叠加成像结果的约束而更精确可靠,可进一步用于深度偏移和岩性分析及储层预测。同时我们看到,采用CRS叠加成像改变了数据处理流程,使得速度分析在叠加成像之后进行。

本研究由教育部高等院校骨干教师计划之"长江学者"专项资助。

以叠前偏移为基础的二维/三维 AVO 分析技术

董 宁 马殿仁 周小鹰 边西燕
(中石化石油勘探开发研究院,100083)

1. 概述

AVO 技术(Amplitude versus offset)所研究的是地震记录的反射振幅与炮检距之间的关系,通过这一关系的研究来检测油气。而常规的水平叠加资料却掩盖了这一重要的信息,因此需要研究叠前数据分析处理方法以满足岩性地震学研究的需要。AVO 分析技术是目前倍受重视的一种分析应用叠前资料预测油气的方法。实现 AVO 分析技术在油气勘探中的作用,首先要做好叠前地震数据保幅和保真的预处理,要确保地震资料的偏移归位,然后再进行 AVO 分析计算。事实上,在绝大多数地区 AVO 处理过程中必须作好叠前偏移才有可能获得满意的效果。

2. 实现步骤

(1)速度模型建立

速度是 AVO 反演的关键,它用于叠前时间偏移及射线追踪,求取准确的入射角、出射角及射线路径。首先输入常规处理所提供的叠加速度,然后求取各谱点的均方根速度、层速度和平均速度,并且作出速度直方图。经对速度直方图分析,去掉野值及不合理的点,再建立均方根(RMS)速度模型,并在此基础上进一步进行剩余速度分析和拾取。至此建立了较为准确的速度模型。

(2)叠前时间偏移(kirchhoff 积分法)

克希霍夫积分法建立在波动方程积分解的基础上。用它处理地震资料的偏移归位时,不受地层倾角的影响,可实现准确的空间归位,得到真正的共反射点道集。速度是偏移中的一个关健参数。在偏移处理过程中迭代求取剩余速度,并且仅当剩余速度趋于零时,才进行最终的偏移。

(3)精细的 AVO 预处理

地震波反射振幅的变化受诸多因素的影响和控制。为了正确地进行振幅与炮检距关系的研究,必须尽可能消除所有影响振幅的非地质因素。多次波的处理在普通道集处理中已完成,因此在 AVO 预处理中重点放在保幅处理上。保幅处理主要包括:带通滤波测试,球面扩散补偿测试,Q 补偿测试,叠前去噪测试。

(4)AVO 属性分析

在完成上述预处理的基础上,将进一步做 AVO 属性分析处理。其主要是解 Zoeppritz 方程。做 AVO 属性分析计算重点考虑频率分析,射线追踪,反演时窗选择,角度分析及角道集剖面,质量控制及效果分析等处理工作。通过计算可求出速度反射系数和弹性模量等十八种属性。

(5)AVO 属性交汇分析

在求得的 AVO 各种属性结果中可选择相应的俩种搭配做交汇图。从交汇图中寻找亮点或暗点,结合其它地质、钻井资料,通过分析研究确定含油气的有利区域。

3. 实际应用效果

以叠前偏移为基础的二维/三维 AVO 分析技术已应用于上海春晓气田勘探开发,鄂尔多斯上古生界储层预测中,并取得了良好的效果。其成果直接指导应用于实际生产,为勘探部署提供更准确的依据。

一维声波方程波阻抗宽带约束反演

胡彦荣 马在田
(同济大学,上海,200092)

随着石油勘探难度的增加和地震勘探技术水平的不断提高,地震勘探的发展正面临从对地质构造研究为重点向地层、岩性的研究重点发生转移的深刻变化,因此,地层物性参数的反演越来越成为地震勘探必不可少的技术手段。参数反演的种类繁多,例如波阻抗,波速,密度,泊松比等等,但由于波阻抗反演因与实际地质情况最为接近,波阻抗剖面能更加方便、可靠地用于储层展布规律,油气赋存状况分析,而得到更为广泛的研究,并在实际生产中发挥越来越大的作用。

波阻抗反演方法大致分为两类,一种是基于褶积模型的反演方法,一类是基于波动理论的偏微分方程的反演方法。对前者的研究理论上较成熟,方法较为完善,实际运用最为广泛。然而,这类反演方法由于是建立在信号分析理论基础之上,与地震波传播的实际情况并不相符,因其对初始模型的过分依赖,受子波的影响严重,反演精度不可能很高。随着勘探难度的增加,对精度要求越来越高而日益显得"力不从心"。相反,由于基于波动理论的微分方程反演方法更符合实际情况,从理论上讲更有优势,所以,随着对此类方法的研究的不断深入此类方法正走向实用,成为波阻抗反演方法的新方向。

目前,波动方程波阻抗反演方法主要有两类,即特征线法和最优化法。特征线法对子波没有限制要求,因而适合于各类子波,与实际相符,此外,该方法运算速度快、效率高,但是,存在误差传递快,抗噪能力差等缺点,难以用于实际生产中。最优化反演方法能够克服这些缺点,但解的唯一性、收敛性和收敛速度问题仍未很好解决。由于反问题所固有的不适定性,不论什么算法都难以解决。反问题存在不适定性的主要原因是利用了正演结果中的部分信息资料,地震记录在地表,且存在带限问题。综合利用钻井、测井和地质资料进行约束反演,使不适定问题成为条件适定问题,反演效果能够改善。我们将从井出发,结合钻井、测井资料和已有的地质认识成果。对待反演的迭前偏移剖面进行精细的构造层位解释和小层对比解释,分别求取井波阻抗曲线的低、中、高频成分,分别进行波阻抗反演,然后进行叠加,最终获得宽带波阻抗剖面。低、高频成分波阻抗信息无法有效地从偏移叠加资料得到,我们仅以地震层位作为控制,对从测井资料获得低、高频成分波阻抗进行内插、外推而获得低、高频成分波阻抗剖面,低频成分还应利用迭前偏移剖面上的速度谱,增加内插的合理性。

中频成分波阻抗的反演:从一维波动方程出发,通过时深变换把原方程中的两个系数,即密度和体积模量,变为一个,即波阻抗,加上边、初值条件和迭前偏移剖面,以测井合成波阻抗曲线归一化建立初始模列,利以最小二乘原理构造目标泛函,然后通过计算此目标泛函的最小值求得最佳的波阻抗值,并运用逐段折叠法进行反演。

在目标泛函的构造过程中利用正则化法加入波阻抗及其一阶导数的范数作为限制条件,依实际资料的品质好坏调节正则化因子的大小,在地震构造层位的约束下进行波阻抗反演。

逐段折叠迭代反演,该方法综合逐层递推反演与整体迭代反演方法的优点,具有计算工作量相对较小,反演精度高,稳定性好的特点。其基本思想是:把每个地震道上的反演区间分成若干段,具体按厚度不能小于一个波长,以沉积稳定的地层地震反射层位划分。每段的参数是通过整体反演得到的,然后把波场向下延拓,段与段之间的参数存在递推关系,并且当噪声较大时,引入了一个稳定泛函项来解决误差的递推,保证数值解的精度。

高分辨率三维地震波阻抗反演

边西燕　董　宁
(中石化石油勘探开发研究院计算中心,100083)

地震波阻抗反演是利用叠后地震资料进行反演的一种技术,是在二维和三维空间进行储层特征描述,开展储层研究的重要手段之一。目前波阻抗反演主要有递归反演、稀疏脉冲反演和基于模型的反演三种方法。这三种方法的基本原理都是基于褶积模型,褶积模型必定受地震采样率、子波的影响,因而其分辨率达不到测井的分辨率。

递归反演和稀疏脉冲反演两种方法均直接用地震数据进行反演运算,因而都严重受噪音、地震资料带宽的限制,得到的反演结果只是地震数据中的中频信息及测井资料的低频信息,缺乏高频信息。

基于模型的反演是以测井数据为约束的地震反演技术。将各井的波阻抗进行井间插值形成初始波阻抗模型(计算反射系数),与子波褶积得正演褶积模型,不断修改初始波阻抗模型(计算反射系数),直到其正演褶积模型与地震资料误差最小为止。首先与地震资料求误差最小,必受地震资料带限的影响;其次由于正演褶积模型所用的子波是带限的,所以高于地震资料和子波带限以上的高频成分同样在反演中得不到。虽然基于模型的反演更多地利用地质解释成果和测井资料的垂向分辨率,在分辨率和反演效果上与递归反演和稀疏脉冲反演相比有较大的改进,但反演结果得到也只是地震数据中的中频信息及侧井资料的低频信息,同样缺乏高频信息。

1. 基本思路

为了提高波阻抗反演高频成分,我们采用波阻抗反演与测井高频成分结合的方法作了一些试验,得到很好的效果。其基本思路是:①进行精确的合成记录标定;②对地震资料进行波阻抗反演;③提取各井的高频波阻抗;④由在精确地质层位控制下,选用合适的插值方法对各井的高频波阻抗进行内插和外推,获得高频成分的波阻抗;⑤将反演波阻抗和插值后高频波阻抗相加,最终得到具低频、中频、高频信息的高分辨率反演波阻抗结果。

这种方法适用于有井地区,井越多,效果越好。

2. 实际应用效果

将该方法应用于多个工区,获得了很好的效果。首先,采用约束稀疏脉冲反演方法,得到地震数据的中频波阻抗信息和测井资料的低频波阻抗信息。将各井的高频成分波阻抗在精确地质层位控制下,选用合适的插值方法进行内插和外推,获得工区高频成分的波阻抗信息。将约束稀疏脉冲反演的低频、中频波阻抗信息和测井高频成分的波阻抗信息相加,得到最终高分辨率反演波阻抗。反演效果从反演曲线上看,将约束稀疏脉冲反演的波阻抗曲线、高分辨率反演波阻抗曲线与原始测井波阻抗曲线进行对比,未加高频的约束稀疏脉冲反演波阻抗曲线频率明显比高分辨率反演波阻抗曲线低得多,高分辨率反演波阻抗曲线与原始测井波阻抗曲线更加吻合。从剖面上也可看到,高分辨率反演波阻抗剖面比未加高频的约束稀疏脉冲反演波阻抗剖面层分得更细、更多,明显提高了分辨率。

地震属性优化方法分析

刘 伟 王永刚

（石油大学地球资源与信息学院，山东东营，257061）

概括地讲，地震属性就是从地震资料中通过一系列技术手段提出的专门用来测定地震数据的几何学、动力学、运动学或统计学特征的物理量。要提取属性通常可以有以下的三种方法：基于地震剖面的属性；基于同相轴的属性；基于数据体的属性。从所提取的大量属性中，我们需要对它们进行筛选，以挑选那些反映储层物性、岩性最密切、最敏感的属性来，从而去粗取精，利于进一步的研究工作。优选的方法很多，本文将简单介绍一下基于K—L变换和BP神经网络的属性优选方法、基于逐步优化算法与BP神经网络优选储层特征。

基于K—L变换和BP神经网络的属性优选

在该方法中，利用K—L变换对地震属性进行降维处理，从地震属性中提取出主要的信息，而去掉那些重复的或次要的信息，同时利用BP神经网络将优化后的地震属性进行模式识别。由于地震属性的协方差矩阵中的本征值较大，所对应的本征向量所包含的地震信息也较多，并且是主要的信息，因此我们需要将那些与地质意义关系密切的地震属性提取出来，而忽略那些包含信息量较少的、或不重要的向量，从而压缩了地震属性的维数，达到了优化的目的。通过K—L变换可获得那些互不相关、但反映储层物性、岩性最密切、最敏感的属性，采用本征值较大者所对应的向量构成变换矩阵，较好地保留了主要的信息，减小了属性间的相关性、突出了差异性，有利于进行模式识别。

在具体实现时，可按如下步骤：①提取地震属性；②从所有样本中选择一组学习样本，求其协方差距阵，得到特征值及其特征向量并从大到小排序，选前m个向量组成变换矩阵，得优化后的属性组；③将优化后的属性组用来训练神经网络；④根据上述的变换矩阵优化待识别样本；⑤根据训练好的神经网络进行模式识别；⑥得到油气预测曲线进行分析。

逐步优化算法

实际上，属性的优化就是一个选取相对较优的属性或淘汰相对较差的属性的过程，其实这两种思想从本质上讲是一致的。只是“选取”的过程认为较少的属性贡献较大，而“淘汰”的过程认为大部分属性对油气或岩性预测的贡献较小。当然，要选择出较好的属性或较差的属性，决不是凭空臆断，而需要有一个选择的标准。在这里，我们采用了利用目标函数来判断的方法，文章中采用的是B—P神经网络的预测值与实际值之间的误差函数作为目标函数。大量的实际资料试算告诉我们：用“选取”选出对油气贡献较大的属性，几乎在每次组合中都被选取；反之，用“淘汰”选出的对油气贡献较小的地震属性，在每次组合中几乎都被淘汰。但是，“选取”和“淘汰”的运算速度均较慢，为了减少计算量，我们采用了逐步优化算法，具体实现步骤是：①“选取”出贡献较大的一些属性，然后“淘汰”掉一些贡献较小的属性；②在“淘汰”出的地震属性的基础上，“选取”出贡献较大的属性；在保留“选取”出的属性的基础上，“淘汰”掉一些贡献较小的地震属性；③重复(1)、(2)。

认识和结论

在运用神经网络时，采用了“留一交替法”的训练方法，即在该方法中，已知样本既用来作训练样本，又用作预测样本，并且每次的预测样本都独立于训练样本。如设已知样本数为N，把所有的样本排好顺序，依次挑选一个样本作为预测样本的一个元素，剩下的N—1个全作为训练样本。

上述方法都将属性优化方法与BP神经网络相结合，其优点表现在：①把地震属性的选择与结果检验结合起来，设计分类器的过程就已经考虑了误差率；②充分利用了已知样本用于特征选择；③充分利用了已知样本用于结果检验；④属性的维数不是事先给定的，而是通过目标函数由优化方法在计算的整个过程中得到的。

LS361 构造的储层地震评价技术

王永刚　宋建国　孙夕平

（石油大学地球资源与信息学院　山东省东营，257061）

以地震层序模型为基础，通过对原始地震资料和已有地质信息的分析，根据地质任务，确定处理目标和参数，利用联合反演技术来提高地震资料分辨率，对 LS361 构造的三维地震资料进行高分辨率处理，并进行各种特殊分析，获得了 LS361 构造储层的良好地质效果。采用的地震评价技术包括：

（1）岩性转换处理　利用自然伽玛测井曲线划分岩性的一般规律是：在砂泥岩剖面中，砂岩显示出最低值，泥岩显示最高值，而粉砂岩、泥质砂岩介于其间，并随着岩层中泥质含量的增加，曲线幅度增大。利用自然伽玛测井曲线估算泥质含量的基本依据是：由于泥质颗粒细小，具有较大的比面，使它对放射性物质有较大的吸附能力，并且沉积时间长，有充分时间与溶液中的放射性物质一起沉积下来，所以泥质或粘土具有很高的放射性。研究表明 γ 测井与声波测井曲线存在一种近似的对应关系，因而可以利用波阻抗来推测泥岩含量。

（2）相干体转换处理　在相干数据体的转换过程中，通过计算纵向和横向上局部的波形相似性，可得到三维地震数据的相关性估计值。通过三维相关属性体的提取，就可以把三维反射振幅数据体转换成三维的相关系数数据体。相干数据体的解释包括以下三大步骤，即首先对相干数据体进行浏览，作小断层以及特殊岩性体的调查，了解其空间分布；然后对相干数据体水平切片进行解释；最后进行地质分析，搞清地层关系，分析工区内影响地震反射波连续性的因素，并结合地震、地质、测井资料对相干体数据进行综合解释。

（3）地震属性分析与储层横向预测　地震属性是指从地震数据中导出的关于几何学、运动学、动力学及统计特性的特殊度量。在地震属性分析和优选的基础上，我们采用了综合参数法和判别分析法实现储层横向预测。综合参数法就是拾取构成地球物理场能量贡献最大的过程，所得的综合参数与地球物理场背景值对应，受整体地质因素控制。虽然综合参数本身已失去了各个参数原有的那样明确的物理意义，但它却代表了多项参数共性的变化，能够比较可靠地反映产生这些变化的地质因素。判别分析法用数理统计的术语来讲，就是要判定一个样品究竟来自哪一种已知母体。

（4）认识和结论　根据地质上的储层综合评价成果和本区生储盖组合特点及油气显示特征，通过沿层地震属性分析、模式识别、相干数据体和岩性转换处理的数据体等各种图件，综合分析得到如下认识：①利用经高分辨率处理后的三维数据体实现岩性转换和相干体处理，在地震属性分析的基础上，实现储层横向预测，其精度和可靠性要比常规数据体的高。②由钻井资料揭示，LS361—1 井碎屑岩储层较发育，主要结构类型为砂岩和粉砂岩，属于近源、快速堆积的滨浅海区扇三角洲平原分流河道及扇三角洲前缘水下分流河道或河口坝沉积。从岩性转换的水平切片和砂体等厚图以及多种图件的叠台图可知，第一砂层组的岩性综合特征优于第二、第三套砂层组的。③考虑生储盖组合及油气显示特征，认为弱溶解相混合孔隙储层为优质油气储层，其所对应的层段为较有利储集层段。本段确实是 LS361 构造区最有利的天然气储集层段，但仔细分析，三个砂层组亦有较大差异，无论从岩性、物性、含油气性，还是从砂层组的综合特征（构造图、砂体等厚图、多种图件的叠合图、测井资料解释成果等）及试油情况来看，第一套砂层组的性能最佳，砂体圈闭面积最大，砂体厚度亦较大。

地震相反射结构模式识别

张二华　杨静宇

(南京理工大学计算机系，南京，210094)

地震相分析是地震地层学解释的核心内容，根据不同的反射特征将地震剖面划分为不同的地震相单元，同一地震相单元具有相同的反射特征，反映该单元内的沉积物具有相同或相似的沉积环境和沉积相。地震反射特征分为几何特征和物理特征两大类，几何特征包括外部反射形态和内部反射结构，物理特征包括反射波的振幅、频率和连续性等。地震相分析是一个典型的模式识别问题，地质学家已经总结出了地震相的各种模式，国内外都曾有人作过地震相模式识别方面的研究，并取得了一些成果。其中绝大部分方法是通过提取特征参数，用统计模式识别方法(包括纹理分析、人工神经网络)来进行分类，这些特征参数基本上只能反映地震相的物理特征，难以描述地震相的几何特征，事实上地震相的几何结构特征比物理特征更重要，但关于地震相反射结构的模式识别问题至今研究得很少。本文用图象描述语言对地震相的反射结构进行模式分析，采用结构模式识别方法来进行识别。

图象描述语言 PDL(Picture Description Language)是 A. S. Shaw 于 1969 年提出的，在高能粒子云室照片的分析识别中获得了成功的应用，地震相的反射结构与高能粒子云室径迹有许多相似之处，也可以借鉴这种方法来进行识别。在图象描述语言中，通过定义相互接触的基元之间的连接关系可以描述一个复杂的图象，基元是一个有头、尾的有向线段，一个基元只能在头、尾两点与其它基元相连，基元间的连接规则称为关系基元。一个基元本身是没有方向的，将基元赋予方向只是为了唯一地描述一个图形，避免多义性。根据地震相内部反射结构的特点，可以选定 8 种基元和 6 种连接关系，所定义的连接规则同样适用于各种中间模式，因而用这种方法可以由简单的基元来描述结构较复杂的模式。

地震相的内部反射结构就是由地震反射同相轴组成的线状结构，对于任一个待识别的反射结构，通过结构的逐级分解能将较复杂的反射结构分解为最简单的线段基元和关系基元，最终将它表示为一个基元串的形式，从而可用字符串文法来进行识别。

通过对典型地震反射结构组成规律的分析，归纳出了各种模式的文法规则，且都是上下文无关文法。每一种文法可以产生无穷个某一类反射结构，如对于 S—斜交复合型前积反射结构，可以归纳出一种文法，由该文法可以产生无穷个所有可能的 S—斜交复合型前积反射结构，即该文法描述了一类模式，所有能由该文法推出的反射结构都属于 S—斜交复合型前积反射结构，其它各种类型的地震反射结构也可以归纳出相应的文法。

对得到的基元串，还要确定它可由哪一种文法产生，这称为句法分析。如果我们已知 m 个模式类别 w_1，$w_2 \cdots\cdots w_m$ 的 m 个文法 $G_1, G_2 \cdots\cdots G_m$，则对一个未知类别的基元串的识别，就是要分析哪一种文法能够产生这个基元串，若文法 G_i 能够产生这个基元串，我们就可以判决该基元串对应的反射结构属于 w_i 类，如果没有一个文法能产生这个基元串，则该基元串对应的反射结构不属于这 m 个模式中的任一类。作句法分析有多种方法，其中 Earley 剖析算法比较适合于地震反射结构的分析，因为 Earley 剖析算法适用于任何上下文无关文法，不必将产生式化为 chomsky 标准形式，在剖析过程中，它还可避免不必要的重复，有效提高分析效率。

模型试验表明，该方法对典型地震相内部反射结构能进行正确识别。

各向异性电磁波传播测井理论

刘国强[1] 陶果[2] 杨慧珠[1]

(1 清华大学工程力学系,100084[1];2 石油大学(北京)信息与资源学院,102200)

在地层中影响电磁波传播的介质参数主要有三个:地层的磁导率 μ、电导率 σ 和介电常数 ε。由于沉积岩中地层磁导率的变化较小,因而对电磁波的传播影响很小。而地层的电导率和介电常数的变化范围较大,对电磁波的传播有很大影响。它们的相对影响随电磁波的频率变化而不同。在低频段,由于 $\omega\varepsilon \ll \sigma$,传导电流占主导地位,因而该频段的测井方法(如感应测井)主要测量地层的电导率;在超高频段,由于 $\omega\varepsilon \gg \sigma$,位移电流占主导地位,该频段的测井方法(如电磁波传播测井)主要测量地层的介电常数。当频率处于上述两者之间时,传导电流和位移电流同时起作用,该频段的测井方法(如介电测井)同时测量地层的电导率和介电常数。

所有常规电测井仪器的设计假定所测地层为非均质各向同性地层,把地层的电导率或介电常数看成标量。实际上,电各向异性地层经常在油气勘探中遇到。例如,在薄互层砂泥岩层序中或含不同颗粒大小分布的砂岩中,平行于地层层面的水平电阻率通常小于垂直于地层层面的垂向电阻率,常规感应仪的发射器—接收器线圈轴垂直于地层面,测量到的响应主要反映的是平行于地层面的水平电阻率。因此,在实际解释过程中,基于这些数据的岩石物理评价可能会漏掉薄砂岩层中的油气或低估地层的原油产量。由此可见,针对各向异性地层,开发出直接测量地层电各向异性的地层十分重要。

对于电导率各向异性测井方法的研究始于 Moran 和 Gianzero(1979)的工作。他们在理论上分析了地层各向异性对电测井数据的影响。他们的结论是,理论上能使用平行于地层层面的水平磁偶极子测量地层各向异性。然而,他们强调,地层非均质和井眼影响将在实际过程中产生明显困难。为了面对这一挑战,贝壳阿特拉斯和壳牌技术 EP 公司联合设计、研制了多分量感应测井仪,该仪器包括三对相互垂直的发射器—接收器线圈,它能直接测量垂直井、倾斜井和水平井中的电导率各向异性。目前,该公司的样机已经在几个油田进行了测试,解释结果证实了多分量仪器在低阻地层探测和描述薄产层的能力。相信,各大测井公司会相继开发出越来越适用的测量电阻率各向异性的仪器,解决勘探过程所遇到的各向异性问题。

如前面所述,介电常数也是测井分析家关注的电学参数,尤其,石油工业中二次采油和三次采油的发展,低电阻率油层或高电阻率水层并不罕见。在电阻率测井无能为力的情况下,九十年代出现的电磁波传播测井(EPT)利用介电常数来区分油水层有时较电阻率更有效。然而,在遇到各向异性地层时,该方法同样有其局限。

本文从分析目前的电磁波传播测井方法出发,研究了电磁波在各向异性介质中的传播特性,提出一种测量井孔周围地层介电常数各向异性的电磁波传播测井方法,数值模拟表明了该测井方法的可行性。该方法有望在各向异性异性低阻油层和高阻水层发挥作用。

电测井评价各向异性研究与应用

高　杰　尚作源　陈木银

(石油大学信息科学与地球物理系,北京,102200)

地层电阻率各向异性通常指岩石电阻率参数在不同的方向存在差异的性质。统计表明,有30%的油气储量是在薄互层中,因此,进行地层电阻率各向异性研究有明显的现实意义。

1. 地层电阻率各向异性类型、成因

(1)各向异性类型与成因:地层电性各向异性可分为宏观各向异性和微观各向异性,当测井仪器不足以正确识别单个地层现象时,表现为宏观各向异性。

①电阻率微观各向异性是因构成地层的微观颗粒的排列造成。②二元序列薄互层:一类为宏观各向异性的砂/泥岩薄互层:另一类是,当地层含有不同粒度的薄互层或孔隙分布时,表现出的宏观各向异性。③裂缝地层的各向异性:张开度一般较小,常规测井仪器难以定量识别与描述,在电性上表现为宏观各向异性。

(2)宏观各向异性的通用表达式:若微观各向异性地层的电阻率分布含数为R(z),其为深度z的函数,当在电测井仪器分辨率长度Λ内积分,可以得到宏观电阻率的通用表达式:

$$R_{t,H}(Z)=\Lambda\left[\int_{z-\Lambda/2}^{z+\Lambda/2}\frac{dz}{R(z)}\right]^{-1},R_{t,V}(Z)=\frac{1}{\Lambda}\int_{z-\Lambda/2}^{z+\Lambda/2}R(z)dz$$

2. 基本原理与各向异性的判别方法

若地层表现出宏观各向异性,则电导率由标量σ变为复电导率张量$\bar{\sigma}$,这是电测井研究在考虑地层电性各向异性后较为复杂的重要原因。可以通过如下方法判断各向异性:

Ⅰ类:常规测井系列:①同一口井中两种不同的电阻率仪器数据;②临井中两种不同倾角的感应或侧向测井数据;③倾斜井中的常规感应测井的R信号和X信号。

Ⅱ类:随钻测井系列:①大倾角/大斜度井中,LWD相位差和幅度衰减电阻率;②大倾角/大斜度井中,两种不同测量间距或测量频率的LWD电阻率。

Ⅲ类:三维感应测井(如3DEX^{SM}),可以解决砂/泥薄互层中的电性各向异性问题。

3. 电阻率各向异性在地层评价中的应用

电阻率求解后的应用主要体现在饱和度解释模型建立上,对于电阻率宏观各向异性地层,如常见的砂/泥薄互层,在求得R_V和R_H之后有如下两条具体应用思路:

思路之一:利用具体公式(1)和(2),根据R_v和R_H后,求解得到Rsd和h_{sh},利用标量饱和度解释模型(如Archie公式)完成地层地层评价任务。思路之二:直接利用电阻率宏观各向异性数值建立所谓张量饱和度解释模型进行地层评价。后者更具普遍意义,因为张量饱和度模型可退化为标量饱和度模型。

本研究由CNPC中青年创新基金资助。

正交偶极子测井中的多尺度分析

孙卫涛[1] 陶果[2] 杨慧珠[1]

(1 清华大学工程力学系,100084;2 石油大学(北京)地球科学系,102200)

本文提出了从四分量交叉偶极子声波阵列波形数据中,提取地层剪切波方位各向异性参数的有效方法。首先,从四分量数据中计算出了主波列;而后,对接收器阵列中所有可能的接收器组合进行快慢主波列的比较,构造目标函数;最后,搜索目标函数的全局极小值,同时确定出各向异性参数和快横波方位角。对四分量数据的多尺度分析使在频率—时间域内提取各种模式波的动力学特征成为可能,很好地解决了多种模式波分离、挠曲波频散和干扰波压制等问题。

随着四分量(或称正交偶极子)阵列声波测井技术的发展,在井眼环境下测定各向异性已成为可能,其测量精度可以比地面地震方法高一个数量级。使用正交偶极子声波测井测定各向异性已被用来推断非均匀地层应力场的大小和方位分布(wade 等,1998),测定裂缝密度和方向(Joyce 等,1998;Tao 等,1999)等等。正交偶极子声波测井数据的处理和解释中仍然存在如何提高对各向异性估计的可靠性和消除测定快横波方位中不确定性的问题。由地震资料处理技术沿袭而来的传统方法,例如 Alford(1986)的旋转扫描分析方法,只有当快慢横波的速度差异超过快慢速度分析中的误差总和时,各向异性的测定才可靠。然而,如果两个慢度分析中的误差总和与快慢横波慢度值差异相当或超过时,很难得到可靠的各向异性估计和分辨相差 90 度的快慢横波方位角。XiaomingTang(1999)提出了新的四分量阵列偶极子测井数据处理方法,在反演稳定性和抗噪性方面有显著的提高。但是,这种方法的前提是快慢挠曲波波形的相似性和时间上的滞后性。实际上,受频散和吸收衰减影响,不同接收器接收到的快慢挠曲波波形并非相似。另外,除了挠曲波外,偶极子声波测井仪仍会产生纵波、横波、Stoneley 波,给分辨和定量描述某种波的动力学特征造成困难。本文引入了多尺度分析的理论和方法,消除了频散和地层吸收的影响,突破了波形相似性的前提假设,对实际数据的处理解释具有重要意义。

小波变换理论在过去的十几年中得到了迅速发展,并且成功应用于许多领域。因为小波基是完备正交的,信号可以通过逆小波变换完全被重构。小波变换的许多特点使之克服了许多常规时间—频率变换方法束手无策的困难。Sun 和 Yang(2000)提出了重要系数扩展叠加(Stacking Expanded Significant Coefficients)的方法,经过处理后的数据消除了波形差异,保留波在传播过程中基本不变的部分,与 FFT 滤波结果对比,波形的初至部分更加符合原始数据的情况,这对于提取波形特征,分析模式波的变化和地层对其产生的影响. 提高各向异性反演结果的精度,提高反演速度有很大帮助。

目标函数优化过程使用了改进的模拟退火算法,引进多目标约束,使反演速度更快,准确性更高。新方法摆脱了现有方法波形相似的前提假设,大大提高处理野外数据的能力,得到了可靠的各向异性参数估计。该方法比以往的测井数据反演地层各向异性的方法有了较大的改进,在反演稳定性和抗噪性方面有显著的提高,而且,这种方法可以同时反演快、慢主挠曲波的慢度差,慢主挠曲波的慢度和快慢波极化方向的方位角,是一种较好的新方法。野外数据实例说明了该方法具有很好的稳健性,能够准确给出地层的各向异性参数变化情况。

运用本文提出的方法反演的侧井曲线,与 Atlas 公司的 express 系统处理结果对比,快、慢波慢度曲线相当吻合,快波方位角曲线也十分一致。本方法克服了由实际野外数据判断快、慢波方位角时的不确定性,消除了的方位角曲线上的方位角突变。野外数据处理表明该方法具有较高的精确度和很好的稳定性。

CBL—VDL 确定固井二界面窜槽的特征波、实验检验与应用实例

王克协[1] 马 俊[1] 金剑铮[1] 聂国柱[2] 张宏彬[2] 黄宝华[2]

(1 吉林大学物理科学学院,长春,130023 2 大庆测井公司,大庆 163412)

声幅——变密度测井(CBL—VDL)是评价固井质量的基本方法。该方法对固井一界面胶结状况的解释,是以首波一套管波作为特征波(量)。套管波到时稳定,幅度变化对一界面窜槽敏感,以其幅度相对变化建立的判据和胶结程度的定量描述方法在应用中是成功和有效的。而对固井二界面胶结状况的解释则是依据地层波的强弱(楚泽涵,1987;斯仑贝谢,1989)。地层波到时变化大,幅度受地层吸收的影响,以此为据对二界面胶结状况作出判断,存在多解的不确定性,应用效果不佳。对二界面问题,国外论及甚少,倒是国内测井界结合生产实际作出一些有价值的工作(李醒民,1997;胡文祥等,1997;刘继生等,1999;等)。但多数工作仍基于地层波机制,至今尚未提出十分有效的新方法,还不能满足生产需要。

在测井全波列中是否也存在象套管波指示一界面胶结特征那样的指示二界面胶结状况的特征波(量)? 针对这个问题,我们开展了系统的数值模拟与实验对比分析。发现确实存在可用于指示二界面是否窜槽的特征波(量),并在现场资料中也发现了相应的实例。以此为据形成的反演软件,用于模型井与实际资料处理得到满意的结果。

本文第一步,通过理论计算,模拟了自由套管、第一界面窜槽、第二界面窜槽和胶结良好四种不同情况下单道(5英尺)和多道(3、4和5英尺)的全波波形,并考察了多种参数变化对窜槽特征的影响。在验证声幅——变密度测井常规原理的同时,着重寻找指示二界面窜槽的特征波。发现在套管波之后、延迟一固定时间,存在一个受二界面胶结状况控制的稳定波群。这在一界面胶结良好而二界面窜槽的情况下作为首波明显地出现,其幅度比第一界面窜槽的套管波幅度明显低,但比胶结良好时同一时段的波幅明显高,容易识别。对大庆油田一类典型地层井孔参数,套管波到时稳定在0.35ms左右,则二界面特征波到时要延迟0.06ms,出现在0.41ms到0.45ms之间,这一到时和波形相位不受地层波速不同的影响。为此,在CBL—VDL测井资料解释中除应用首波幅度特征外,必须同时利用到时特征,对特征波进行分时段开窗处理。

为了对理论预测结果作出验证,第二步,我们将其与模型井实验进行对比。首先,在第二界面窜槽的模型井记录波形中,也发现了指示二界面窜槽的特征波,到时与数值模拟结果一致;其次,为验证理论分析的正确可靠性,我们还首次将几种典型胶结情况下的理论模拟波形,与在相同参数下(模型井只有180°扇区缺失的窜槽数据)的实验波形进行了定量的比较(5英尺)。在其中一道首波波至对齐后,三道首波的前三个波在相位和幅度上都基本吻合,这说明理论模拟方法和结论是可信的。

综合理论模拟和模型井实验结果,可以得出结论:在套管波到时之后,存在一个指示二界面窜槽与否的特征波,对同一口井它出现在套管波到时之后的一个延时确定的区域。在一界面胶结良好的情况,这一特征波可用于指示第二界面是否窜槽。

第三步,我们把这一新的判据用于现场资料分析,发现大庆×××井99年6月15日和99年6月23日的时间推移VDL测井资料中875~900米井段的测井曲线中就出现这种典型的实例,它们不能解释为套管波或地层波,应作为指示二界面窜槽的特征波更可信。

在上述工作基础上,我们形成了反演软件,引入第二界面胶结指数,对模型井和实测资料分别进行了反演处理,得到预期结果。

本研究由国家自然科学基金[40074032]和原长春邮电学院博士启动基金资助。

利用声波全波测井记录中的模式波研究声波在地层中的衰减

范晓敏　李舟波

(吉林大学,长春,130026)

自20世纪80年代以来,声波全波测井技术得到广泛的应用,并在解决含气层段和裂缝层段的划分、岩石力学参数的计算及地应力研究等领域做出了巨大贡献。尤其近年来,偶极横波测井仪投入使用,更拓宽了这类测井技术的应用范围。声波全波记录中包含丰富的地层信息,但由于记录的波形是多种分波叠加形成的,在不同的地质条件下,表现各不相同。在通过理论计算分析全波的构成、从全波列上识别各种分波和提取有用信息等方面,国内外的地球物理工作者作了大量工作,也取得了丰硕的成果。本文通过对模式波特点的分析,利用其衰减特征研究声波在地层中的衰减,进而提供识别气层的半定量指标。

声波在地层中的衰减反映岩性、岩石孔隙结构及孔隙流体性质等多种有用信息。因此有人试图利用声波全波记录上的初至波的幅度来研究声波在地层中衰减情况,但初至的幅度往往很小,一般情况下难以利用。故本文利用模式波来研究地层中声波的衰减。模式波是紧跟在纵波或横波初至之后的一连串声波信号,它们是由声源产生的声波能量,传到井壁并沿井壁向前传播的过程中与井中流体相互作用,产生共振,形成的声波。从射线理论,可按入射角度把他们分成全反射波和漏波。研究(Paillet et. al. ,1986)表明,纵波和横波的模式波均包含多种频率,只有声源频带范围内的模式能够被激发。也就是说,一般波形记录中不止包含一种模式,而是多个(不同频率)模式的叠加。为提高整体计算的精度,需首先计算出各模式波的衰减,即对不同的频率分别计算衰减系数。目前使用的长源距声波测井仪,源距都在两米以上,间距相对较小——不超过六十公分,因此本文假设,同一模式可被两个(或两个以上)接收器探测到,于是对比这两个接收器测得信号的幅度,就可得到模式波在两接收器之间地层中传播衰减情况。

为实现上述构想,本文采用如下步骤:①在长、短源距记录上分别识别出纵横波的初至时刻;②从初至时刻起,到下一个分波到来之前,开一个固定长度的时窗,对时窗内信号作FFT,变换到频率域,根据声源情况选择计算的频率,计算长、短源距信号在所选频率上的振幅谱的比值,并取对数;③对各频率计算结果取平均,并作几何扩散校正。依上述步骤,可分别计算出纵、横波模式波的衰减系数。

下面给出一个利用本文所给方法计算砂岩地层含气指标的实例。在模式波的传播过程中,泊松比在井壁与泥浆间的声波能量耦合中起着重要作用,若岩石孔隙中含有气体,当岩石受到纵向的挤压时,其横向的膨胀较之其只含液体时要减弱许多,于是井中钻井液从井壁获得的声波能量减小,故测得的纵波的模式波会出现很大的衰减;岩石孔隙中流体性质的改变,不会影响岩石的抗剪切能力,故横波的模式波不会因此而出现衰减。这样,我们就可以分别计算出纵(波)模式波和横(波)模式波的衰减系数,然后计算他们的差或比值,以此来消除其它因素带来的衰减,从而得到反映地层含气性的半定量指标。利用本文方法,在四川某气田对实测数据的计算,证实了本方法的可行性。利用纵横波时差比来作气层指示的方法可在很多文献上见到,但就四川的实例计算中,应用效果不好,而用本文方法得到的结果于其它资料符合很好。

参考文献

Frederick. L. Paillet, et, al. , Geophysics, Vol. 51, p1438－1449, 1986

SBT正演与扇区非线性反演及对井周水泥环局部缺失的成像

马俊[1] 刘继生[1 2] 吕秀梅[1 2] 王克协[1] 谢荣华[2]
(1 吉林大学物理科学学院,长春 130023 2 大庆油由有限责任公司测试技术服务分公司,163153)

水泥胶结——变密度(CBL—VDL)测井及其改进方法是检测水泥胶结质量的基本方法,在生产实践中发挥了重要作用。但由于采用环形换能器作为声源和接收器,这些方法只能给出井周的平均结果,不能指示井周不同角度(扇形)区域的水泥胶结状况,而实际情况却常常是一定角度范围内的局部水泥缺失和窜槽。

鉴于传统方法的局限性,20世纪80年代末以来国内、外相继推出利用径向脉冲回声技术螺旋测量的仪器(CET、UCT等)和扇区水泥胶结测井仪(SBT)。它们都有方位测量功能,是新一代水泥胶结成像测井系列。由于它们还是一项新技术,在机理分析,数值模拟和解释方法上都有待进一步完善,本文针对这一需要,在正演数值模拟的基础上重点研究SBT测井的非线性反演方法及软件研制,并对合成数据和模型井数据作出应用实例。

针对井孔瞬态声场的三维数值模拟,90年代初就有人相继研究并实现(Randall等,1991;Cheng等,1995;Chen,1997;马俊等,1998)。但这些计算中声波场的频率都较低(均在5kHz以下),而且没有针对套管井水泥环周向局部缺失的算例。本文模拟的测井系统是康普乐公司推出的井周8扇区的八发八收测量装置,声源主频100kHz。至今还没见到计算如此高频率下井孔三维瞬态声场算例的报道。最近,刘继生等(2000)通过改进吸收边界条件,大大缩小计算模块。使50kHz至100kHz三维井孔非对称瞬态声场的计算可在微机上实现。本文在正演计算基础上针对扇区水泥胶结测井解释的需要,研究了高频(至100kHz)扇区水泥胶结测井的反演问题。

通过用非对称井况下三维应力一速度有限差分方法数值模拟了套管井中频率为50kHz的SBT测井声全波曲线。计算不同扇区套管首波幅度值,得出水泥环角度缺失与各扇区记录的声波幅度之间的定量关系。对合成测井数据进行非线性拟合处理后,形成了定量估算水泥环角度缺失与方位的扇区非线性反演方法。

在实际模型井测井数据的反演中,利用了对模拟声波周向平均幅度的3级幂级数拟合结果作为反演水泥环角度缺失的初值,利用八个扇区的SBT数据,采用扇区非线性反演方法来反演水泥环的角度缺失方位与大小。应用该反演方法对合成测井数据及模型井实测数据进行了反演处理和结果成像。

对合成数据反演结果的误差较小,对水泥环存在22.5—225度未胶结情况,缺失角度大小和方位误差均低于10%。对水泥环角度缺失在225—270度之间的情况,缺失方位的反演误差较大,但角度大小反演误差仍低于10%,仍可判断为局部缺失。

对模型井实测数据进行扇区非线性反演处理后,绘制了测井成像成果图,反演准确度明显高于利用灰度等级方法的测井解释结果。但利用该反演方法尚不能识别明显小于探头角宽度(如30度)的水泥环缺失情况。对大于315度的水泥缺失,反演误差较大,应按全部缺失处理。此外,扇区非线性反演方法也可用于识别微环。其特征标识为:各扇区幅度相差不大,声波幅度比水泥环完全缺失情况明显小,但比水泥胶结良好情况明显大。

本文提出的扇区非线性反演水泥环缺失角度与方位的方法充分体现了SBT分扇区测量的优点。经对合成模拟井与实测模型井数据的处理证实了方法与软件的实用性,软件适合处理SBT实际测井数据。

本研究由国家自然科学基金(40074032)和原长春邮电学院博士启动基金资助。

利用阵列高频电磁波测井模拟资料反演地层介电常数和电阻率的二维分布

邢光龙　张美玲　刘曼芬　杨善德

（吉林大学物理系　长春市　130023）

几十兆赫的高频电磁波测井由于能同时提供地层介电常数 ϵ 和电导率 σ 信息，在区分油、水层特别是水淹油层上可发挥独特的作用，对当前我国东部主力油田亟待解决的剩余油测井难题尤具应用潜力．我国大庆油田自行研制了 60 兆赫的单源距测相位差的仪器 XJC，测井信息还太少。胜利、南阳等油田引进了 Atlas 公司的双频（47MHz 和 200MHz）电磁波测井仪器，测井信息有所增加，但由于 200MHz 仪器的测井响应受井孔不规则影响大和对高阻油储层的电导率不敏感，其应用效果不理想。为了深化对高频电磁波测井性能和应用潜力的认识，本文开展了对其阵列模拟资料的二维非均质反演的考察研究。

我们用冲洗带和过渡带来描述泥浆的侵入，记 ρ_1 为冲洗带的外半径，ρ_2 为泥浆侵入的深度，假定过渡带的 ϵ 和 σ 在冲洗带（ϵ_{xo}，σ_{xo}）和原状地层的（ϵ_t，σ_t）之间呈线性连续变化。我们用地层反演模型的测井曲线与实测曲线在每层的均方差来构造反演的目标函数，采用经过我们改进了的阻尼型高斯－牛顿优化算法[1]，即用含阻尼因子的阻尼矩阵取代传统的阻尼因子，使之可依据每次算出的反演参数的修改量的大小不同而施以不同的阻尼，发现这种改进的阻尼形式能显著扩大方法的适用条件，提高反演的稳定性和精度，特别适用于测井这种多参数的反演问题。

以一个除上下围岩外还有 15 个水平分层的典型地层模型为例来说明，该模型的平均层厚为 0.7m，最厚的是个 1.4m 的好油层（其 $\epsilon_t=6.2$，$R_t(=1/\sigma_t)=150\Omega M$），与其紧邻的是 5 个 0.4m 厚的砂泥岩薄交互层，还有个 0.3m 的超薄层。15 层中有 9 个孔隙介质层，它们在钻井泥浆侵入下形成的冲洗带厚度（$\rho_1-\rho_0$）在 0.08m～0.28m 之间（井径 $\rho_0=0.1$m），泥浆侵入深度 ρ_2 在 0.5m～1.5m 之间仪器源频率 f＝47MHz，两接收线圈间距 $\Delta L=0.2$m 的三种源距 L＝0.5m，0.9m 和 2.0m 的阵列测井资料，每个源距均测相位差 $\Delta\Phi$ 和幅度比 S 两条曲线，这样共有探测深度不同的六条测井曲线。由于高频电磁波测井的分辨率好，利用 L＝0.5m 的 $\Delta\Phi$ 曲线和 S 曲线通过特征识别法可把地层的纵向边界相当准确地定出来，因此本文是在已知地层纵向边界的条件下来作二维非均质反演，利用分别由 L＝2.0m 和 L＝0.5m 的 $\Delta\Phi$ 和 S 曲线按特征识别方法提取到的电参数值做为反演模型的初始值。我们首先在已知泥浆侵入几何参数 ρ_1 和 ρ_2 的条件下，对地层电参数进行反演，初始反演模型的测井曲线与真实地层模型测井曲线的平均相对均方根误差为 6.47％，电参数 ϵ_{xo}和 σ_{xo}的平均相对均方根误差为 22.24％，ϵ_t和 σ_t的为 30.85％，经过 4 次反演迭代，测量量的平均相对均方根误差收敛到 0.27％，ϵ_{xo}和 σ_{xo}的下降到 1.57％，ϵ_t和 σ_t的下降到 2.9％，相当好地再现了真实地层模型，说明这个测井阵列已含有丰富的地层信息，我们采用的反演方法是可行和有效的。当然，对非均质反演真正的挑战是侵入几何参数也需要由反演资料来决定，本文也做了这样的反演，从一组等效的 ρ_1，ρ_2 初值出发，将它们与电参数同时进行反演迭代，得到测井响应的平均相对均方根误差收敛到 0.24％，ϵ_{xo}和 σ_{xo}的下降到 3.72％，ϵ_t 和 σ_t 的下降到 11.79％，电参数的反演结果是比较好的，但侵入几何参数 ρ_1、ρ_2 平均相对均方根误差由初始值 47.1％仅下降到 30.6％，反演精度还需提高，我们正从仪器阵列的优化和反演策略与方法的改进两方面继续进行研究。我们的研究表明，利用高频电磁波阵列测井信息实现介电常数和电导率的二维反演是完全可能的，几十兆赫高频电磁波测井是有应用潜力的，值得重视和对其进行深入研究的。

本研究由国家自然科学基金资助。

全井眼地层微扫描成象侧井数值分析

陈爱新[1] 聂在平[2]

(1 北京航空航天大学电子工程系，北京，100083；2 电子科技大学微波工程系，成都，610054)

为了增加地层信息和减小环境影响，产生了新一代的测井仪器—成象测井仪器。这种仪器基于倾角测井，通过增加采样电极，以阵列测量的方式获得更多的地层信息。因为仪器结构比较复杂，使得仪器设计研制和测量解释工作也相应变得复杂。针对这些情况，本文选用适于处理复杂条件问题的有限元方法对全井眼地层微扫描电阻率成象仪进行分析，为仪器的极板设计和数据处理解释工作提供参考。

全井眼地层微扫描成象仪由金属芯棒、绝缘棒、推靠臂和极板组成，金属芯棒和绝缘棒位于井轴上，共有四个推靠臂，每个臂上有一个主极板和一个折页极板。每个金属极板上有两排钮扣电极，每排 12 个，两排电极交叉错开，钮扣电极之间以及电极和极板之间由绝缘环分隔。

在侧井过程中，借助于液压推靠系统，使极板紧贴井壁，钮扣电极阵列向地层发射电流，金属极板也发射相同极性的电流，对钮扣电极的电流起着屏蔽和聚焦的作用，因为极板上电位恒定，钮扣电极上的电流大小，就可以反映井壁附近地层的电阻率。地层电阻率变化，电极上的电流也跟着变化，记录 24 个电极上的电流，并将其转化为 24 个视电阻率。

通过仪器的移动测量，便可得到周向和垂向两个方向的测量数据阵列，以这两个方向为坐标轴标定测量点的位置，以灰度值的高低或色彩的变化表示测量值的大小，就可以得到相应层段地层电阻率井壁成象结果，从而直观反映井下地层情况。

给出位函数满足的方程和边界条件后，用有限元方法求解空间位场分布。首先由变分原理建立能量泛函，采用四面体单元对求解区域进行离散，在单元内先用线性插值函数，经整理得到单元上的能量泛函，组合各个单元，进而得到整个求解区域的泛函。

利用变分原理，获得有限元方程，从而得到每个节点上的电位，再计算钮扣电极表面的电流密度，就可以得到各广钮扣电极上的视电阻率。在数值模拟的基础上，本文研究了两个现场实例：

(1)全井眼地层微扫描成象测井的一个主要任务是获得地层层理信息。设计一个由 11 层砂、泥岩薄互层组成的倾斜地层层理模型，砂岩电阻率 100Ω·m，泥岩电阻率 2.0Ω·m，厚度均为 7.18mm，倾角 45°。从成象结果上可以清楚地看到明暗相间的由薄互层组成的斜层理。

(2)裂缝性地层。成象测井的另一个主要探测目标是裂缝性地层。裂缝性地层与其它地层的最主要区别是周围地层与裂缝内地层的对比度很高，从而影响到测量结果的准确性。在给出的裂缝地层模型中，三层倾斜地层倾角为 30°，电阻率分别为 50000Ω·m、100000Ω·m 和 50000Ω·m，有一裂缝贯穿其中，裂缝中地层电阻率 5.0Ω·m，倾角也是 30°，但倾斜方向相反。从井壁成象图上可以很容易地识别地层和裂缝，还可以利用图象灰度的明亮程度判别地层电阻率的高低。

本研究由国家自然科学基金(49874032)和国家“863”计划(863－820－6－1)资助

输油管内产液含油比例中子—伽玛能谱测定 Monte Carlo 模拟

庞巨丰　石旺年

(西安石油学院 248,710065)

1. 引言

目前,我国各油田采出的产液中含油比例(或含水比例),都是通过输油(液)管流入计量站进行测定。这种方法主要存在两个缺点:①十几口井甚至几十口井的产液输到计量站后已经混合,无法测定具体每一口井产液的含油比例,即单井产液的含油比例。②计量站测得的含油比例,是产液经过几公里十几公里乃至几十公里管道流输后的结果。很难代表刚采出产液中的含油比例。

为了得到单井刚采出地面的产液中含油比例,设想采用 ^{241}Am-Be 中子源,测量中子-伽玛能谱的方法,在输油管外,直接确定产液中含油比例。采用蒙特卡罗(Monte Carlo)模拟,计算了中子连续穿入输油管,在产液和管壁中产生中子-伽玛射线,这些伽玛射线穿过管壁在另一边(负 X)或垂直一边(负 Y)形成的中子-伽玛能谱。通过碳峰积分及碳氧峰积分比,研究求出输油管内产液含油比例(或含水比例)的可能性,即上述设想的可行性。

2. 方法模拟

我们设计和编制了测量输油管内产液含油比例的中子-伽玛能谱蒙特卡罗模拟程序(ZGPMC),用于在管外测量输油管内产液中含油比例的蒙待卡罗模拟。输油管直径为 5cm 和 6cm、与中子源(在正 X 轴)同轴负 X 侧距外壁 0.3cm 测点模拟结果,输油管内产液中含油比例为 60%的中子-伽玛能谱图。油和水都含有氢(H),但油含碳(C)而不含氧(O);水含氧而不含碳。因此,测量碳和氧快中子非弹性散射伽玛能谱,用 4.43MeV 和 6.13MeV 非弹伽玛射线峰分别表征碳和氧,求出碳的 4.43MeV 和氧的 6.13MeV 非弹伽玛峰积分,及碳氧峰积分之比(C/O),碳峰积分与产液含油比例的关系曲线,碳氧峰积分之比,即 C/O 与产液含油比例的关系曲线。

3. 模拟结果分析

在管外测量输油管内产液中含油比例,蒙特卡罗(Monte Carlo)模拟结果表明:①当输油管内含油 100%时没有氧非弹峰,而当输油管内含油 0%时没有碳非弹峰,这是完全正确的。距管壁 0.3cm 负 X 轴测点输油,管内径 Φ5cm 与 Φ6cm 比较,中子-伽玛射线谱的计数高,碳和氧非弹性散射伽玛射线峰积分也大。这是因输油管内径 Φ5cm 时源距小所致,但含油 100%时氧的 6.13MeV 非弹伽玛峰积分却相反,可能是统计涨落引起的。②由于统计涨落影响较大,因此,碳峰和氧峰的峰值,及碳氧非弹伽玛峰峰值之比不宜采用。当输油管内径为 Φ5cm 与 Φ6cm、负 X 轴测点距管壁 0.3cm 时,碳非弹性散射伽玛射线峰积分与产液含油比例的关系曲线,线性比较好。说明了用碳非弹峰积分确定输油管内产液含油比例是有效的。碳氧非弹性散射伽玛射线峰积分之比,即 C/0 与产液含油比例的关系曲线,输油管内径为 Φ5cm 和 Φ6cm 的峰积分 C/O 与含油比例的关系都是非线性的,这些曲线使用时,要求拟合得很好。③输油管内径 Φ6cm 距管壁 3.8cm 时,负 Y 轴和负 X 轴测点比较,中子-伽玛射线谱的计数高,碳和氧非弹性散射伽玛射线峰积分值也略大,这是因负 Y 轴测点时源距略小所致。负 Y 轴和负 X 轴测点碳非弹性散射伽玛射线峰积分与产液含油比例的关系曲线,线性都较好。再次说明了用碳非弹峰积分确定输油管内产液含油比例是有效的。负 Y 轴和负 X 轴测点峰积分 C/0 与含油比例的关系也都是非线性的。负 Y 轴和负 X 轴测点比较,含油比例大于 40%以后,负 Y 轴测点峰积分 C/0 与含油比例的关系曲线偏低。这些曲线使用时,同样要求拟合得很好。④在输油管外用中子-伽玛能谱测量方法,确定输油管内产液含油比例,蒙特卡罗(Monte Carlo)模拟证明这种方法是成功的。

大地电磁静位移分解模型研究

苏朱刘　罗延钟
(中国地质大学物探系,湖北武汉,430074)

大地电磁测深法(MT)作为地球物理勘探的一种方法在石油和天然气勘探、地热田调查、地壳和上地幔电性结构研究以及天然地震预测等方面的成功应用已是不言而喻的。

然而在资源勘探特别是石油和天然气勘探的新的形势下,MT测点被迫迁移到地表条件异常复杂的地区,例如:盆地的边缘、山前逆冲推覆带、黄土塬、喀什特山地、水网、沼泽地区、碳酸盐岩地区和海相地层区。这些地区共同的特点是近地表存在一些局部小的电性不均匀体,它与围岩的电性分界上存在电荷的积累,使得大地电磁场产生畸变,如果其几何尺寸相对于MT最高频率的波在围岩中的波长不大的话,这种畸变使得对应深层构造的MT视电阻率形成一种假象—在对数坐标下似乎被某一个与频率无关的常数乘了,而相位则不受影响。这就是通常所说的MT"静位移"。在以上所言实施MT勘探的这些新地区,静位移的特点是:①对一条MT测线来说,静位移是普遍存在的,而不是仅限于在某一个或几个孤立测点上有;②小尺度地形的起伏也是形成静位移的原因之一,且说理论上地形起伏引起的大地电磁场的畸变是可以模拟的,但这些地区的地形如此复杂以致于精确测量地形并进行三维模拟在当前尚不现实;③多数情况下近地表的电性不均匀体与MT测线、测点以及深层构造的相对关系较复杂,电性不均匀体既可能是二维的也可能是三维的,既可能在测线上也可能不在测线上,既可能与深层构造的走向平行或垂直也可能斜交。

因此,欲通过正演模拟浅表电性不均匀体对大地电磁场的畸变并且消除它对利用MT资料进行深层地质构造研究的影响几乎是不可能的。

本文试图从单点MT观测资料本身出发研究消除静位移的方法。文中给出了在浅表电性不均匀体(理想情况为三维球体和二维柱体)畸变影响下的大地电磁场公式,分析了电场和磁场以及阻抗之间的关系,提出可用一较普适的"散射张量",来表达浅表电性不均匀体对MT张量阻抗的影响,同时引入了"MT静位移分解模型"的概念。

文中详细研究了"散射张量"的一些基本性质:主要包括内在关系、本定条件和奇异特性等。同时也研究的"MT静位移分解模型"的基本特性:主要包括等效性、恒等特性和旋转特性等。指出在有静位移的情况下,按MT常规方法不能求解深层构造方位角。根据文中提出的此分解模型,系统地定量分析了MT可能的静位移量。

在上述有关分析研究的基础上,本文有针对性的设计出根据单点MT实测的张量阻抗消除MT静位移影响的两种数学方法:近似的解析法和精确数值近代法。从而达到既可消除静位移,也可求出深层构造的真正方位角之双重目的。

有限元二维正演对比结果验证了"MT静位移分解模型"的正确性。

对某一测点实测MT资料进行了分解计算,结果表明,本文提出的静位移校正方法是现实可行的,能成功地从实测张量阻抗中分离出对应深层二维构造的正常张量阻抗。

本研究得到中国石油天然气集团公司科技局"九五"重点攻关970102—01项目资助。

提高瞬态瑞雷波法探测深度和精度的若干方法

张建军 魏修成

（石油大学，北京昌平 102249）

瑞雷波勘探是近年来发展起来的浅层勘探新方法。瞬态瑞雷波探测技术，具有安全、方便、施工场地小、成果直观、解释容易等优点，成为工程地质勘察和矿井地质勘察的有效方法，在现场工作中已得到了广泛的应用。但是由于在资料采集中低频和高频干扰的存在，使得瞬态瑞雷波法勘探深度和精度受到很大的限制。基于对大量的模型和现场数据的处理工作和理论分析，本文提出了在瑞雷波资料采集和处理中可以提高探测深度和精度的几种方法。

1. 在观测系统中适当减小道间距 ΔX

在瞬态瑞雷波勘探观测系统的布置中，一般认为，为了使得两检波器接收的信号的相位差在 $2\pi/3$ 和 2π 之间，ΔX 应按下式选取：

$$\lambda_R/3<\Delta X<\lambda_R \quad (1)$$

式中 λ_R—探测深度能达到目的层深度 H 的瑞雷波波长。

当探测的目的层深度较大时，对应的 ΔX 也要增大。但是由于上部松散层吸收作用太强，并且受到激发能量的限制，当 ΔX 太大时，第二道信号会因为能量太弱而丢失有效信号。从而降低两道信号的相干性，导致低频段的相位差谱严重畸变，有效探测深度因此降低。例如，如果目的层深度为 20m，则依据(1)式并按照半波长理论，ΔX 要大于 13m。其实，对于工程中使用的锤击震源来说，经过 13m 的传播距离，第二道记录已无法和第一道信号保持很好的相干性。

因此，在现场施工中，ΔX 一般不易太大。对于锤击震源，ΔX 最好不要超过 3m。这样才能保证低频段相位差谱的可靠性，提高探测深度。此时可以通过提高采样精度和在进行互相关分析时增加 FFT 点数来达到提高频率分辨率的目的。此外，检波器与探测物的良好耦合也可减少瑞雷波信号的损失。当探测表面平坦、密实时，可用双面胶将传感器粘在探测面上；当探测物表面较松散时，可使用带尾椎的传感器，并将尾椎插入到密实层中去。同时，对于不同的场地条件，可先做采集实验，以确定最佳的观测系统。

2. 瑞雷波资料解释的预处理

在采集到的瑞雷波资料中，同时包括纵、横波和随机噪音。根据瑞雷波传播的特点，可以通过零漂校正、数字滤波和时空切除等预处理来消除干扰，保留有效的瑞雷波成分。

(1)零漂校正 在资料采集时，会因为仪器校零不准，而在记录中存在部分直流分量。如果直接对信号做相位谱分析，则会造成低频段的相位差谱出现异常的极大值。因此在对原始信号处理之前必须应进行零漂校正，这样可以滤除低频的直流分量，校正低频段的相位差异常。

(2)时空切除 瑞雷波的传播速度远远小于纵波和横波的速度，因此在瑞雷波记录中，纵、横波提前到达。通过手工切除记录前部的纵、横波信号，可以保留较纯的瑞雷波信号，相对提高信噪比。

(3)极化滤波 瑞雷波与体波(包括纵波和横波)在传播过程中，质点的极化方式不同：体波具有线性极化的特点，而瑞利波的质点移动呈回退椭圆形式。利用这种不同的极化特点，采用极化分析技术和极化滤波方法，则可以大大压制体波干扰。极化分析要求在数据采集时使用双分量传感器，同时采集垂直(Z)分量和水平(X)分量的信号。对双分量信号可以通过极化分析求取极化椭圆率，并用极化椭圆率来构造极化滤波函数。极化滤波可以滤除线性极化的体波，保留椭圆极化的瑞雷波，从而提高探测深度和解释精度。

基于小波神经网络的测井一地震数据驱动联合反演方法

张学庆[1] 刘争平[2] 肖慈珣[1]

(1 成都理工学院信物系,成都,610059 2 西南交通大学,成都,610000)

1. 引言

目前测井一地震联合反演都存在着一个重要的假设条件,即所要反演的地层参数与测井和地震信息之间存在一个先验的确定性算子,如褶积算子或波动方程等。这些算子的建立一般都是在一定的假设条件下才能成立,而这一情况在于对测井地震信息的某些相关参数,特别是缺乏确定性算子的问题(如泥质含量问题)的反演中显得非常困难。

基于上述考虑,刘争平教授提出了一种地震数据驱动下的测井参数外推方法,其基本思路是:在事先未对反演算子作任何假设的条件下,利用人工 BP 神经网络自适应地寻找和逼近由地震数据向测井数据所代表的地层参数之间的转换关系,即建立反演算子,再利用该反演算子,将地震剖面映射为相应的地层参数剖面。

在许多情况下,训练样本数据在输入空间中的分布是不均匀的,某些区域数据较密,另外一些区域数据较稀疏,这样就会导致某些区域的输入信息与输出逼近较好,而另外一些区域的输入信息与输出逼近较差。BP 神经网络无法很好的解决这样本输入问题。为了能够充分利用输入的信息,可以采用多分辨率学习方法,在密集区域用高分辨而在稀疏区域用较低的分辨率,最后将不同的学习结果加以适当组合作为输出。基于正交归一化的小波作为基函数的径向基函数神经网络即可实现这种多分辨学习。

2. 方法原理

小波神经网络属于径向基函数神经网络的一种,而通常的径向基函数神经网络的基函数不满足正交归一条件,隐层的表示也是冗余的,使隐单元数有时较多,并且隐单元数以及其它神经网络参数往往靠专家经验来确定。考虑用小波函数作为基函数逼近任意函数 F(x),F(x)在各基函数上的投影 C_k,随着所用基函数的增加,逼近的误差就越来越小,极限情况下误差为零。用 K 个基函数的均方误差表示逼近的误差 e_k^2。C_k 越大,其对应的基函数的贡献越大。在给定精度误差的函数逼近问题时,可选用贡献大的基函数作为径向基函数神经网络的基函数,调整和增删贡献较小的基函数,直到误差低于一定值。这样也就解决了通常神经网络中的结构选择难题。

训练小波神经网络的一般步骤如下:选择合适的正交归一化小波函数,因为地震测井联合反演的未知反演算子是连续的,尺度函数是平滑的基函数,这里我们可以选取 db 族小波;对输入的每一维数据构造一个多分辨率的系数栅栏;最低分辨率 m=L 时,训练相应尺度下的 Φ 单元;如果误差不满足要求,则要加入 Ψ 单元。这时要考虑空间位置为需要提高逼近精度的区域和在有数据的频段两种因素来选择要加入的小波函数。

基于小波神经网络的测井-地震数据驱动联合反演的步聚为:测井数据和地震数据的环境校正等预处理;测井数据与井旁道地震数据的层位标定;以井旁道记录作为输入数据,以测井资料所确定的地层参数为输出数据,按上述步骤训练小波神经网络,使误差小于一给定值;应用小波神经网络所逼近的映射算子,将地震剖面逐道反演转换为地层参数,获得宽带的参数剖面。

我们利用这种小波神经网络代替 BP 神经网络作为地震测井数据驱动的联合反演中的反演算子来更好地实现地层参数与地球物理信息之间的转换。

重磁、MT资料联合反演解释巴彦浩特盆地火成岩分布

邓荣来[1] 李庆浩[1] 刘天佑[2]

(1. 河南石油勘探局，南阳，473132；2. 中国地质大学地球物理系，武汉，430074)

由于加里东期、海西期与燕山期多期岩浆活动，以及巴彦浩特盆地存在多组深断裂等因素，造成了巴彦浩特盆地火成岩具有活动频繁，分布范围广的特点，如1991年在X1井于井深2560～2592.5米钻遇燕山晚期侵入岩辉长岩；1999年在BCh3井又于井深1973～3163米钻遇4层燕山晚期辉长岩和凝灰岩。这对于布置参数井的勘探初期无疑是一个不利因素，因此，必须用综合地球物理方法查明火成岩的分布及规模，为布置新的参数井提供依据。

1. 火成岩物性及地球物理场特征

火成岩的成岩过程是高压下的结晶作用形成的，通常都具有中高密度，高磁性，高波速和高电阻率，为了获得火成岩的物性特征，1998年我们在野外系统地采集露头标本和BCh2井钻井岩心标本，1999年又采集了BCh3井岩心岩屑样品共200多块，进行了密度、磁化率、电阻率及波速的测定。

虽然巴彦浩特盆地火成岩具有高密度、高磁性、高阻和高波速的特征，但是由于火成岩埋深较大，通常在2000～3000m左右，且火成岩沿断裂上涌并渗入到沉积岩中，规模往往不大，在重磁场上其局部异常范围小，幅度不大，在地震波场上则看不到明显的强反射特征。

2. 重磁联合反演

我们把重磁联合反演的目标函数表示为

$$\Phi=W_G\sum_{i=1}^{NG}\left[\Delta g_1^*(i)-\Delta g_2^*(i)\right]^2+W_T\sum_{i=1}^{NT}\left[\Delta T_1^*(i)-\Delta T_2^*(i)\right]^2$$

其中$\Delta g_1^*(i)$为经平均值归一化的重力观测值，$\Delta g_2^*(i)$为经平均值归一化的模型理论值，N_G为参加计算的重力点的个数，W_G为重力资料反演的权重系数；类似的$\Delta T_1^*(i)$经平均值归一化的磁力观测值，$\Delta T_2^*(i)$经平均值归一化的模型理论值，N_T为参加计算的磁力点的个数，W_T为磁力资料反演的权重系数。采用二度下延有限倾斜板状体模型来模拟侵入的火成岩体。令$\partial\Phi/\partial X_j=0$ $(j=1,2,\cdots,M)$，可得法方程组

$$P^TPX=P^TB$$

利用奇异值分解方法，可得上述法方程组的解。利用上述方法对局部重磁异常进行了反演，反演获得了多数的高磁性高密度地质体埋深约2200～3000米左右。

3. 重磁与大地电磁测深的联合解释

为了提高火成岩重磁解释结果的可靠性，我们在大地电磁测深数据体中生成了重磁剖面上的大地电磁测深ρ_{TE}Bostick反演结果的断面图。火成岩体通常为高电阻率，在地电断面上，较高的视电阻率局部隆起，可以推测为火成岩。在本区，高阻基底电阻率一般为100～300欧姆米，如果出现大于300欧姆米的局部异常，多数可以认为与火成岩活动有关。X_5线与X_1线，BC2—X_1线交叉处有明显高阻隆起，245线与BC2—X_1线交叉处也有高阻隆起，它们与局部重磁异常对应，推测是火成岩引起。

由于火成岩埋深大、规模小，它没有典型的重磁场和地震波场特征，通过重磁联合反演，减小了火成岩反演结果的多解性；再结合大地电磁测深资料进行综合解释，进一步提高了反演解释的可靠性。在复杂情况下，采用多种资料的综合解释是提高地质解释质量的有效途径。

全信息地质地球物理综合解释方法与效果

宋景明[1] 梁生正[2] 杨高印[1] 冉学锋[1]

(1. 中油物探五地质调查处，定兴，072656；2. 华北油田分公司，任邱，062552)

随着易发现油气资源的被揭示，取得油气勘探新突破的难度越来越大。大量的勘探实践表明，光凭单一的勘探方法和单一资料的处理解释结果，其勘探成功率是很低的，多方法的联合勘探、全信息地质、地球物理资料的综合解释，是提高油气勘探效果的重要途径。中油集团物探局五处在多年的非地震油气勘探实践中，逐步形成了一套多种信息综合解释的思路和方法，在区域勘探阶段及在目标勘探、目标评价中取得了丰富的勘探成果。

1. 全信息地质地球物理综合解释的科学精神与科学方法

重力、磁力、电法、地震、地质是石油勘探技术系列的重要组成部分，要正确的利用好这些勘探技术，就要有科学的知识、科学的思想、科学的精神和科学的方法。其核心就是取全取准各项资料，切忌偏信地震资料，忽视重、磁力、电法资料的倾向。这是因为：任何一种地球物理方法欲取得勘探效果，必须具备相应的地球物理条件。将地震资料与重、磁、电资料相结合是一种行之有效的勘探方法。

2. 重、磁、电、震、地质综合解释要领

(1)收集齐全并消化已有各项资料及前人研究成果，力求找出各项资料间的矛盾。(2)单项地球物理解释方法要精通。(3)探区地质结构模型要早建立。(4)取长补短，联合应用。

重磁电勘探反映地下构造宏观、定性，但整体结构不会搞错，且效率高、成本低。地震勘探虽然反映地下构造精确，但若遇大断裂，两侧的地震相位有可能追踪不准，造成大错。因此，先用重磁力、电法勘探宏观定性解释区域地质结构，后用地震勘探搞清地下各层的精确构造形态，逐个落实圈闭。在精细解释工作中既要注意单项地球物理解释的合理性，又要符合构造地质原理和石油地质客观实际。解释方案一次成功的机会是少有的，往往需要随着勘探的进程补充新的地质资料，反复验证，修改，逐步逼近客观实际。

3. 应用实例

①塔里木盆地 k 地区，地表及地下地质条件复杂，致使地震资料仅在局部有较清楚的反映。为了配合该区地震攻关，利用"联合建模，约束反演"技术进行了联合反演。首先使用地震剖面反射清楚的部分构造密度模型，作重力反演，使之拟合；对于地震不清楚的部分，采用 CEMP 资料构造模型，并将其组合构成统一模型，再做重力反演，最后取得满意的地质效果。②X 地区，勘探程度较高。地震浅部反射清楚，深层品质差，难以落实深部潜山构造。通过重力、地震联合反演，利用二维模拟及联合解释技术，在充分研究层速度、密度资料基础上，经综合解释得到了该区基底埋深图，并提供意向井 2 口。③M 地区，勘探程度稍低，2000 年完钻探井 1 口，突破了该区含油气关，但构造位置尚待落实。由于该区地震资料存在"层断波不断"的特殊反射现象，使得地震解释难以突破。通过开展重、磁、震联合反演及位场增强、二维模拟、图像处理等技术的综合运用，有效提取出该区剩余重力异常，编制了该区基底埋深图，进行了圈闭评价，提供建议井 1 口。钻井结果证实与解释结果吻合。

4. 结束语

全信息地质地球物理综合解释技术是计算机及信息技术等高科技的产物，是地球物理资料解释技术发展的一个新阶段，也是目前油气勘探所必需的解释技术。它的推广、应用必将提高地球物理资料的解释精度，减少多解性，从而提高地质成果的可信度，减少或降低勘探甚至钻探风险。

阜新盆地构造演化浅析

徐昆 黄旭钊 梁月明

（中国国土资源航空物探遥感中心 北京 100083）

阜新盆地位于辽宁省西部，是我国重要的煤炭基地之一。它是一个东侧被医巫闾山、西侧被小松岭山脉所夹持的呈北北东向展布的狭长状地堑型断陷盆地。其盆地北东长约 130kln，北西宽 8—20km，面积约 2000km²。盆地中沉积有中生界白垩系义县组、沙海组、阜新组和孙家湾组及新生界第四系地层，西部可能有中上侏罗统地层存在。沉积最大厚度可达 6000 余米，基底岩性为中元古界灰岩、石英砂岩和太古界建平群花岗片麻岩类岩石。

阜新盆地自 20 世纪 30 年代进行钻井勘探工作，至今已有六十多年的历史，钻井总数超过三千口，但多数是寻找煤层，层位一般控制在阜新组，其井深大都在千米以内，对盆地深层和盆地演化了解甚少。我们利用高精度 1∶5 万航磁测量资料对盆地边界、沉积厚度、区域构造等进行解释。在野外对盆地周缘进行了地质剖面观察，发现盆地由东至西由新至老依次出露有孙家湾组、阜新组、沙海组，至盆地的西缘断层附近出露有义县组和中上侏罗统等更老地层。盆地内地层东倾（倾角一般在 15°—20°）。通过野外物性测定结果，发现盆地下部义县组火山岩系和结晶基底具有较强磁性，而义县组火山岩系磁场特征与结晶基底磁场特征明显不同，根据这一结果，可确定盆地的沉积厚度和义县组的存在及其大致厚度，再根据对磁异常计算得到的深度图、区域磁场的划分、断裂构造的圈定和区域构造等的分析，我们对阜新盆地的形成得出如下认识：

阜新盆地在形成前期（侏罗纪时）与西侧的小松岭隆起连为一体，共同接受了中上侏罗统的火山—沉积岩系沉积；到下白垩统时期，由于燕山期断裂构造和火山活动的加剧，该区在接受下白垩统义县组火山岩系沉积的同时，盆地西侧断裂（F_1）开始形成，盆内一侧边沉积边下降，从而在盆地西侧沉积了较厚的义县组火山岩系地层，而这时盆地东侧断裂（F2）还没有明显的活动，形成半地堑形式。这一认识来源于对磁场的分析，前已述及，由于义县组火山岩系具有较强的磁性，磁场上反映出盆地西侧沉积有很厚的该套层位，向盆地中心逐渐减薄，至盆地东侧甚至缺失该套层位。这一特征磁场上反映得十分清楚。这种情况可能一直延续到九佛堂组沉积时期，盆地东缘断裂（Fz）在盆内一侧开始下降，到沙海组沉积时，F_1、F_2 两断裂分别在盆地东西两侧开始同时下降；而到阜新组沉积以后，刚好出现相反的情况，这时 F_1 断裂下降速度减缓，而 F_2 断裂下降加剧，至中白垩统孙家湾组沉积时，F_1 断裂开始回升，此时 F_2 断裂仍在下降，直到孙家湾组沉积后，全区上升为统一的陆地。

由此可见，控制盆地形成的 F_2 断裂在活动时间上与 F_1 断裂相比有滞后特征，它在盆地形成早期下白垩统义县组（K_1y）时期不够活跃，但至中、晚期，其活动性逐渐增强。盆地形成初期，F_1 断裂盆内一侧开始下降，沉积中心位于盆地西侧 F_1 断裂附近；盆地形成中期，F_1 与 F_2 断裂同时作用，使盆地的沉积中心向东迁移（与早期相比），至该盆地的中心位置，导致盆地的构造格架由早期的半地堑转为一个近似对称的地堑；晚期，在 F_1 断裂活动性下降，盆地西部因抬升而遭剥蚀，盆地外围基岩整体隆起的情况下，F_2 断裂则异常活跃，使盆地东部基底进一步沉降，拗陷区的沉积中心进一步东移而靠近该断层。整个拗陷区的格架也相应地演变为一个新型式下的半地堑（与盆地早期相比）。

综上所述，阜新盆地是在前寒武基底基础上发生与发展起来的下白垩统—中白垩统地堑型陆相断陷盆地。盆缘断层控制了盆地自身的几何形态及其岩相古地理分布的格局，它们活动的时间及强弱差异导致了盆地沉积中心或沉降中心的侧向迁移，使盆地整体的构造格架发生了由半地堑—地堑—新型式下的半地堑的转化。

3. 油气储层预测和描述

储层岩性参数的多波 AVO 反演

蒋恫阳　曹景忠　耿建华

（同济大学，上海，200092）

根据 Gassmann 方程，含气量很高和含气量很低的砂岩储层可以具有相同的 P 波速度。传统 P 波 AVO 反演涉及的截距和梯度都是 P 波速度（V_p）和纵横速度比（V_p/V_s）的函数，因此反演结果是 S 波速度变化率（$\Delta V_S/V_S$）、P 波速度变化率（$\Delta V_P/V_P$）及密度变化率（$\Delta\rho/\rho$）三者中的前两个或者是后两个参数，这样无法对储层进行详尽的描述，尤其是不能把具有工业价值的含气储层从气水砂岩中分辨出来。这是 P 波反演寻找地下含气层技术面临的主要问题。从技术上提高 P 波数据采集、处理和分析能力是不能解决这个物理问题的。多波数据采集和处理技术的发展为多波 AVO 分析奠定了基础，同时也为解决上述问题提供了可能性。利用 P 波和 P-S 转换波数据进行 AVO 反演可以得到储层的三组岩性参数，定性描述储层含气量的高低。

1. 基本原理

（1）砂岩孔隙度和含气饱和度对岩性的影响　　岩性参数表示 P 波和 S 波的传播速度为 $Vp=\sqrt{\frac{K+4/3\mu}{\rho}}$ 和 $V_s=\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$，Gassmann 提出求体积模量的公式：$K=K^*+\frac{(1-K^*/K_S)^2}{\Phi(1/K_f^*-1/K_S)+(1/K_S)(1-K^*/K_S)}$，其中 K^* 和 K_S 分别是颗粒的体积模量和干燥岩石骨架的体积模量，Φ 是砂岩的孔隙度。当孔隙流体的含气饱和度为 S_g，则复合流体的体积模量 K_f^* 为：$\frac{1}{K_f^*}=\frac{(1-S_g)}{K_j}+\frac{S_g}{K_g}$，当 K_f 和 K_j 分别是盐水的体积模量和气体的体积模量。流体填充的体积密度：$\rho=(1-\Phi)\rho_s+\Phi\rho_f^*$ 其中 ρ_s 和 ρ_f^* 是岩石骨架的密度和含气流体的密度。对于给定的 S_g：$\rho_f^*=(1-S_g)\rho_f+S_gP_g$，$\rho_f$ 和 ρ_g 是盐水和气体的密度。上述看到含气砂岩的 Φ 和 S_g 会引起 P 波和 S 波速度和密度改变。当储层孔隙度确定，少量气体就会引起 P 波速度比急剧下降，当含气饱和度大约 20% 以后，P 波速度则缓慢线性上升；S 波速度随含气量增加线性上升；密度则呈线性下降，其变化幅度最大。因此要精细描述储层，必须同时利用 $\Delta V_p/V_p$、$\Delta V_s/V_s$ 和 $\Delta\rho/\rho$ 三组岩性参数。

（2）多波反射系数表达式　　多波 AVO 反演要用到 Zeoppritz 方程的简化式。Shuey P-P 波反射系数线性表达式为

$$App(\theta)=A+B\sin^2\theta+C\sin^2\theta\tan^2\theta \quad (1)$$

其中 $A=1/2^*\Delta V_P/V_P+1/2^*\Delta\rho/\rho$，$B=1/2^*\Delta V_P/V_P-1/2^*(V_S/V_P)^2(2^*\Delta V_P/V_P+\Delta\rho/\rho)$，$C=1/2^*\Delta V_P/V_P$。Kelly 提出了一种 P-S 转换波的反射系数线性简化公式：

$$A_{PS}(\theta)=D^*(\sin\theta(2\sin^2\theta-g^2)/(2g(g^2-\sin^2\theta)^{1/2}-\sin\theta\cos\theta/g)+E^*(2\sin^3\theta/g(g^2-\sin^2\theta)^{1/2}-2\sin\theta\cos\theta/g \quad (2)$$

其中 $g=1/2(V_{P1}/V_{S1}+V_{P2}/V_{S2})$，$D=\Delta\rho/\rho$，$E=\Delta V_S/V_S$。

2. 具体实现

利用 Gassmann 方程设计出不同孔隙度和含气饱和度的含气砂岩的理论模型。利用近似表达式（1）和（2）对理论模型数据进行多波 AVO 岩性参数反演。从反射记录中提取不同入射角范围的角道集记录；再根据已有的地质、地震或测井数据等资料，给出公式（1）和（2）所需要的速度和密度的先验值。然后利用最小二乘法、反演迭代，直至使解收敛到可以接受的程度，从而求出定性描述储层的三组岩性参数 $\Delta V_P/V_P$、$\Delta V_S/V_S$ 和 $\Delta\rho/\rho$。

结论

模型试算表明，利用多波 AVO 数据反演地下储层的岩性参数是可行的。利用多波 AVO 反演还可以对含气储层进行岩性引起的 AVO 异常等研究。

基于弹性波反演的岩性探测、油气预测的三维地震技术

樊佳芳 唐文榜 刘来祥 赵 舒

（中石化石油勘探开发研究院计算中心，北京，100083）

AVO分析技术利用非偏移距观测的地震数据中包含的转换波信息的特点，从中提取弹性波并进行弹性波反演，无须进行多分量观测就可以获得介质的弹性参数，因此，引起全球地球物理学界高度重视。

1. 实现基于弹性波反演的岩性探测、油气预测的技术思路

新疆塔北地区地震处理、解释、反演中所遇到的难题是，速度横向变化大难以准确成像，难以得到用于时—深转换的准确的平均速度场，影响小幅度构造的准确确定；深部构造复杂，采用叠后时间偏移难以准确成像；碳酸盐岩孔缝洞的绕射准确归位；碳酸盐岩裂缝孔洞预测及其充填物性质（流体、固体）的判识；非构造油气藏的识别和预测。

解决这些难题有赖于形成新的技术思路，即以高保真叠前偏移实现构造准确归位、获取准确速度场，以此为基础，进行AVO分析，实现弹性波反演，提取岩石弹性信息，进行岩性探测和油气预测。为实现这一目标，需在地震采集、处理、解释、预测中采用新的技术措施。

2. 基于高保真叠前偏移的AVO分析技术

AVO分析的输入数据应保证大小偏移距分布比较均匀的，目的层最大入射角足够大的共成像点(CIP)道集。为了检测介质的各向异性，共反射点道集数据的炮—检方位应是全方位或多方位的。AVO分析的输出为纵波速度率剖面、横波速度率剖面、相对泊松比剖面等十余种属性剖面。纵波速度率剖面和横波速度速度率剖面经过反演，可得到纵波和横波速度剖面。

为得到所需的输入数据，应实现全方位或多方位的三维地震观测；为得到共反射点道集数据，需对地震原始数据进行叠前时间偏移或叠前深度偏移；为得到反映地下介质性质变化的属性，输入数据应经过高保真预处理和高保真叠前偏移处理。因此，基于弹性波反演的岩性油气预测的技术思路是：三维大偏移距多(全)方位观测——叠前时间域高保真处理——三维折射和剩余静校正及精确速度分析——时间域叠加和偏移——地震层位解释建立构造模型——三维立体平滑建立速度模型——高保真叠前(时间/深度)偏移——准确速度场和准确成像——共反射点道集——(多方位)AVO分析——多属性提取和弹性反演——岩性和油气预测。

3. 全三维采集、处理、解释、预测一体化地震技术

(1)采集：宽方位、高精度的全三维观测系统设计及采集技术。

(2)处理：基础处理（叠前提纯、去噪；叠前高保真处理（振幅、频率、波形）；三维折射静校和近地表模型；三维DMO速度分析和剩余静校；基于共反射点成像的三维DMO叠加及90°高精度偏移）。叠前时间偏移（构造解释建立构造框架模型；建立初始三维层速度模型；叠前时间偏移，形成共反射点道集，检查速度模型准确性；剩余速度分析，修改速度模型，得到准确速度模型和共反射点道集）。

(3)解释：三维可视化体解释，构造层位拾取；相干体分析，断层解释；立体平滑，建立平均速度场。

(4)预测：AVO分析（振幅补偿；抽取角道集、角道集叠加；AKi—Richards近似的AVO分析），获得纵波反射率、横波反射率和相对泊松比等参数剖面）。反演和多属性提取（纵波反射率及横波反射率反演，得到纵波速度剖面及横波速度剖面；岩性反演；频率差异分析，地震差异分析技术，地震反射微特征分析技术；储层识别模式建立及预测）。

利用以AVO分析为基础的弹性波岩性反演技术将使储层及其含油气性预测提高到新的水平，是一项全三维地震一体化技术。

速度反演方法及其应用

孔祥宁
（中国石化集团石油勘探开发研究院南京石油物探研究所 210014）

多年来的勘探实践使我们认识到，在发现新油田的过程中，由于采用新的地震方法、新的技术，成功率在不断的提高。地层速度是从地震资料中提取的可用于油气勘探的主要参数之一，我们采用双约束的分频反演方法提取地层速度，所谓双约束就是采用测井资料和构造解释双重约束。结合测井资料求取孔隙度、渗透率、饱和度等储层参数。对各类信息进行综合分析，为寻找油气提供有力的依据。本方法已在(NEWS)油藏综合解释与描述系统中实现并得到广泛的应用，取得了较好的效果。

地层速度的反演方法：

地层速度是从地震资料中提取的可用于油气勘探的主要参数之一，是岩性变化最重要的指示器，诸如振幅之类的许多地震属性变化都是地震速度的变化，可以说地震速度是地震响应之源。长期以来，人们多采用井约束反演方法通过迭代，对波阻抗模型进行反复修改获取最终结果，这样不但过多的耗费机时，而且所得结果有时还是虚假的分辨率。我们采用双约束的分频反演方法提取地层速度，所谓双约束就是采用测井资料和地震反射产状（即构造解释结果）作为速度反演的基本约束条件。因有效频带之外的地震高频信息永远是多解的，而且是无约束力的。则在反演过程中对地震资料进行分频处理，分别对不同频率成分的地震数据进行反演，将不同频率成分的反演结果加权相加，得到最终的反演速度剖面。其基本思路是：首先对井资料中的声波时差进行处理，计算的速度曲线低频分量，将其投映到所要处理的地震剖面上，并在构造解释层位的约束之下进行内插和外推，保证其产状及厚薄变化符合地震剖面的规律。在实际处理中，往往井资料与地震剖面没有投映点，此时也可综合本工区内测井资料，人为给出控制点的低频速度曲线，也可根据速度谱的低频分量作为控制点，由此内插和外推求得一个较合理的低频速度剖面。上述低频速度只反映地层随压实情况的变化，速度变化的细节可用声波测井资料作为约束条件从地震记录中反演所得。由于地震记录质量直接影响到速度反演精度，振幅值的大小影响到速度的量值，除精细处理提供高质量叠加剖面外，还须用声波测井数据对地震资料振幅进行标定。最后用上述生成的低频速度作为约束条件，用经过标定的地震记录，根据频谱分析结果，采用多频段分级迭代法求取反射系数和波阻抗，以便形成最终的双约束分频反演结果。该方法的优点在于：①从已知的测井数据出发，保证了反演初始模型在纵向上变化的正确性；②成功地引入了地震构造解释的成果，保证了反演初始模型在横向上变化的合理性；③在反演计算过程中，利用井孔资料进行约束，保证了反演结果的可靠性；④采用分频迭代计算，可有效地控制反演过程中的虚假成分，保证了反演结果的真实性。

本方法已在(NEWS)油藏综合解释与描述系统中实现并得到广泛的应用。在大庆油田海拉尔盆地苏仁诺尔地区、青海柴达木盆地东部涩北天然气用田、辽河油田欢喜岭地区等实际应用中得到较好的应用效果。柴达木盆地东部地区是一个第四系的陆相沉降坳陷，多年的勘探表明本区是一个天然气富集地区，已发现的含气构造均是同沉积背斜。在进行速度反演之前，应用岩芯测试数据对工区内测井资料进行了较全面的综合解释，并对产层段进行了全面分析与井震标定；结合地震正演模拟进行精细的构造解释，应用本方法对区内相关测线进行速度反演，以便详细分析本区储层段地层速度的空间分布规律。

计算时移波阻抗的新方法

李来林[1] 牟永光[2] 陈小宏[2]

(1 大庆勘探开发研究院,大庆,163712);(2 石油大学,北京,102200)

时移地震是用地球物理技术监测油藏动态变化的一种新技术。它是在同一地区采用相同的观测系统进行勘探,对两次观测结果进行一致性处理后的差值进行分析,从而确定地下剩余油的分布,达到对地下油藏进行动态监测的目的。本文从地球物理测井和一次地震出发来分析讨论得到近似时移波阻抗(包含地下油藏信息)的方法。

地震勘探是通过人工激发地震波,使之在地下传播,利用地面仪器进行接收。当地震波在地下传播时,地震波携带了地下储层的地质信息,通过对接收到的地震波进行反演分析,可以破译地下的地质信息。地震反射系数是和地质信息密切相关的。反射系数和波阻抗的关系如下:

$$\varepsilon=(\rho_2 V_2-\rho_1 V_1)/(\rho_2 V_2+\rho_1 V_1) \tag{1}$$

ε 一反射系数;ρ_2 一储层的密度;ρ_1 一上覆地层的密度;

V_2 一储层的速度;V_1 一上覆地层的速度;

假定上覆地层为非含油层,中间地层为含油层(储层)。根据(1),可得出如下关系式:

$$\varepsilon_1=(\rho_2 V_2-\rho_1 V_1)/(\rho_2 V_2+\rho_1 V_1) \tag{2}$$

$$\varepsilon_1'=(\rho_2' V_2'-\rho_1 V_1)/(\rho_2' V_2'+\rho_1 V_1) \tag{3}$$

ε_1、ε_1'分别为储层变化前后界面反射系数,上述关系式(2)和(3)可表示成如下:

$$\rho_2 V_2=(1+\varepsilon_1)\rho_1 V_1/(1-\varepsilon_1) \tag{4}$$

$$\rho_2' V_2'=(1+\varepsilon_1')\rho_1 V_1/(1-\varepsilon_1') \tag{5}$$

因此,储层变化前后的波阻抗差,即时移波阻抗为:

$$\Delta(\rho V)=\rho_2' V_2'-\rho_2 V_2=2(\varepsilon_1'-\varepsilon_1)\rho_1 V_1/(1-\varepsilon_1)(1-\varepsilon_1') \tag{6}$$

上述式子表示储层波阻抗变化前后的差值,把上述式子写成如下形式:

$$\Delta(\rho V)=A\rho_1 V_1 \tag{7}$$

其中A是和界面有关的量,并且是和储层变化前后有关的量,而后一项则是上覆地层的波阻抗。根据时移地震的理论,非储层在两次地震勘探中是保持不变的,因此,其上覆地层的波阻抗在两次地震勘探中是常量。如果能求出A,则即可求出时移波阻抗。

$$A=2(\varepsilon_1'-\varepsilon_1)(1-\varepsilon_1)(1-\varepsilon_1')$$

在A的表达式中,ε_1是储层变化前界面1的反射系数,ε_1'是储层变化后界面1的反射系数。A可以称为敏感项,因为它包含了储层变化前后的信息。而$\rho_1 V_1$可以称为稳定项,一是它在储层变化前后保持不变,二是它有一定的地质意义。因为作为储层的上覆地层,从沉积的角度来说一般相对较稳定,横向上变化不大,用地震反演波阻抗比较容易。

真时移地震波阻抗的求取需要两次时移地震,两次时移地震的野外采集存在非一致性因素,两次时移地震的常规处理中也同样存在非一致性因素,这些因素所导致的误差大小将影响时移结果的准确性。用本文所提出的方法避免做第二次地震,从技术角度来说是可行的。然而,用该种方法计算时移地震仍然存在误差,这个误差就是二次地震的反射系数是用井点位置处的反射系数进行克里格插值得到的,插值得到的反射系数能否代表没有井位置处的反射系数取决于工区内的反射系数是否为平稳分布。此外,把井的反射系数标定为地震的反射系数同样存在误差。因此,从数学的角度来讨论该方法的误差还有待于做进一步的研究工作,尤其是与真时移地震结果的误差比较。

东海平湖油气田八角亭构造储层反演

刘志斌

（中海石油研究中心勘探研究院，河北高碑店，074010）

八角亭区块位于平湖油气田北端，1986 年钻探的平湖二井和 2000 年钻探的平湖六井，分别在平湖组、花港组获高产油气流，从而证实为一有利的含油气构造。研究目的为对储层的空间分布进行预测，并研究物性分布情况。

资料特征分析　研究区共有二口井。通过对二口井与反演有关的声波、密度、伽马和孔隙度等曲线进行分析，本区波阻抗对砂泥岩反映较差，本区的砂岩速度与泥岩速度则略有差异，砂岩速度略高，泥岩速度略低；而砂岩呈现低密度，泥岩呈现高密度。

研究区内存在大量的煤系地层，井径扩径现象严重，但由于煤层速度与密度原本就比较低，扩径后更低，所以对反演结果没有影响。

三维地震数据体，信噪比和分辨率较高。经频谱分析，主频在 40 赫兹左右，频宽在 7—65 赫兹。目的层段同相轴连续性较好，断点清晰，为储层反演提供了良好的基础资料。

反演方法特点　基于测井曲线重构的测井约束反演是一套基于模型的测井约束反演系统，其核心技术是①多井约束反演，②分形插值建立初始模，③空变子波场，④共轭梯度迭代全局寻优。

与传统的测井约束反演方法不同之处：①测井重建技术；在单井模型建立中，使用了一种测井重建技术来建立单井地震地质模型。这种技术不仅使用声波或密度测井资料，还可以将其它测井曲线对所研究的储层的响应综合到该单井地震地质模型中，克服了单一曲线对储层特征提取的局限性；②分形建模技术：传统反演算法中的地质建模使用的是简单线性内插，也未考虑储层沉积模式的影响。本系统中使用了分形内插和沉积模式控制，在建模过程中考虑到每个地震道波形的分形特征和储层的沉积模式（整合、底超和剥蚀等）。③神经网络储层参数反演技术：传统的参数反演是用测井曲线（如声波和孔隙度）间的回归公式将反演得到的速度或波阻抗转换为储层参数，这实际上是一种量纲转换，最多只能反映储层参数的一种全局总体统计变化规律，而不能反映储层参数总体和局部的变化，神经网络技术利用分井分层段进行学习，在一定程度上克服了该缺点。

反演处理　平湖八角亭地区的资料特征表现为波阻抗与岩性具有较差的相关性（砂泥岩波阻抗无差异）。通过大量的方法试验认为，在此条件下基于波阻抗的储层反演结果不能反映储层的变化规律。因此，我们采用了新的反演思路和技术流程，首先利用相关性较好的声波和伽马数据建立声波曲线与伽马曲线的函数关系，对原有声波进行分频扫描，保留原有声波曲线的低频特征不变，再利用伽马曲线对原始声波进行校正和重构，使重构后的伪声波曲线在保持正确时深关系的基础上充分反映岩性的变化特征，最后利用重构后的伪声波曲线进行测井约束伪岩性反演。

反演处理过程中几个关键环节：①地震数据加密采样；②层位的精细解释；③建立精确合理的初始模型；④主要参数的优选；⑤反演中的质量控制。

效果分析　通过基于声波曲线重构的伪岩性反演研究，解决了平湖八角亭区块储层横向变化问题，研究了储层的空间分布规律及物性变化情况，反演结果与测井吻合较好，可用来定性地研究砂体的空间展布及厚度变化趋势。

通过主要砂体平面分布的研究认为：P11 砂体全区分布较广，厚度变化在 15～50 米之间，孔隙度范围在 12～20 之间，表现为良好储层。P8C 砂体虽然在平湖二井处未钻遇，但是从砂体平面分布图分析，在全区的分布还是较广的，厚度范围在 10～20 米，孔隙度值在 15～17 之间，平湖六井处厚度达 14 米。具有较大的储集规模和一定的油气潜力。

地震储层预测中的属性优化方法比较①

陈遵德

(顺德职业技术学院电子工程系，广东顺德，528300)

地震储层预测中常用的属性优化方法有：专家优化方法、自动优化方法(包括 K—L 变换、搜索算法、遗传算法、RS 方法等)和专家与自动结合的优化方法等。下面对这些方法进行比较，以便在实际应用中针对具体问题做出合适的选择。

(1)K—L 变换与搜索算法、遗传算法的比较。K—L 变换方法属地震属性降维映射方法，而搜索算法、遗传算法属地震属性选择方法。K—L 变换方法优化地震属性与地震储层预测方法无关，而搜索算法、遗传算法优化地震属性与地震储层预测方法相关联。K—L 变换方法优化地震属性不需要目标函数，而搜索算法、遗传算法优化地震属性必须有目标函数。通过地震属性降维映射方法得到的优化地震属性是原有地震属性的线性组合，而用地震属性选择方法得到的优化地震属性是从原有地震属性的集合中接受过来的。K—L 变换虽是一种不需要目标函数的地震属性优化方法，但需提供保留原地震属性能量百分比的参数。K—L 变换在最小均方误差的意义上是最优的正交变换，它在消除地震属性之间的相关性、突出其差异性方面亦有最优的效果。它用于多类模式的属性降维映射时，应优先考虑保留类别可分性的信息。但类别的数目愈多，类别的可分性愈差，要找出一个统一的散布矩阵作为提取类别可分性的依据也就十分困难。所以在实际应用中，对于两类问题容易获得较满意的结果，同时兼顾的类别愈多，效果就愈差。K—L 变换的优越性也就不能充分显示出来。

(2)搜索算法与遗传算法的比较。搜索算法主要有以下两类：最优搜索法和次优搜索法。遗传算法是一种鲁棒性算法。搜索算法是地震属性优化中的常用方法，遗传算法是一种解组合优化问题的全局搜索算法，优选地震属性组合本质上是组合优化问题。这两种方法均适用于各种储层预测方法的属性优化，但需根据具体情况设计不同的目标函数。一般情况下，地震属性优化用于模式识别时的目标函数选为误识率，用于函数逼近时选用预测误差。在学习样本较少的情况下，采用“留一交替”法求误识率或预测误差，通过比较，可找出优化的地震属性组合。通常只能用次优搜索算法优化地震属性，但当地震属性维数较低时，可用最优搜索算法优化地震属性，在实际应用中，要注意各种搜索算法的应用条件。

(3)RS(粗集)理论方法与其它地震属性选择方法的比较。RS 方法仅能用于地震数据模式识别储层预测中的地震属性优化，而其它优化方法可用于全部地震储层预测方法中。在属性选择方法中，全局搜索法属最优搜索法，最优搜索法优化的地震属性效果最佳，但计算工作量大；次优搜索法优选地震属性计算工作量相对较小，但优选的地震属性不一定是最好的。RS 方法是一种属性选择方法，它是依据决策表的相容性来进行属性选择的，与地震储层预测方法无关。RS 理论为模式识别提供了一种新颖的方法，它可单独进行地震属性优化与模式分类，也可与其它模式识别方法结合起来进行地震属性优化与模式分类。应用 RS 理论决策分析方法或基于 RS 理论与 BP 网络模式识别结合的方法优化地震属性、进行模式识别速度快、易实现，分类正确率高。

(4)专家优化、自动优化及专家与自动结合优化方法比较。基于专家知识的优化方法和基于专家与自动结合的优化方法可用于模式识别和函数逼近的各种地震储层预测方法中。基于专家知识的选择方法是使用最为广泛的一种地震属性优化方法。实际上，在地震储层预测方法中，提取地震属性都是有所选择的，这就是基于专家知识的地震属性优化。基于专家知识与最优搜索算法结合的地震属性优化方法是建立在专家优化基础上的寻找地震属性最优组合的方法，这是专家与自动结合的优化方法，具有人机交互功能，使用较为普遍。

---

① 本论文得到国家自然科学基金项目(49874033)资助

频率差异分析(FDA)在塔河油田溶洞型油藏预测中的应用效果

唐文榜[1]　刘来祥[1]　樊佳芳[1]　韩革华[2]　马学军[2]

(1 中石化石油勘探开发研究院，北京，100083；2 中石化新星公司西北石油局，乌鲁木齐，830011)

以波动方程富里叶解为基础的频率差异分析(FDA)溶洞预测技术已研制成功。用此技术从主频为 20～30Hz 的常规地震资料中提取埋深 5400m 以上、高度 3m 以上充填流体溶洞的振幅—频率异常和速度异常，从而圈定溶洞空间分布，对溶洞型油藏进行了成功的预测。

1. 塔河油田下奥陶统碳酸盐岩储集体地震—地质特征及地震响应特征

(1)下奥陶统碳酸盐岩，其骨架岩石可视为准均匀介质，但因岩溶风化形成缝孔洞而呈现非均匀状态，非均匀程度与缝洞发育程度和其中充填物性质有关。

(2)塔河油田勘探开发实践表明，碳酸盐岩整体含油，但仅在局部区域超常富集；裂隙、裂缝、溶孔遍布，但仅在局部区域高度连通；整体低孔、低渗，但在局部区域超常高孔、高渗；开发井一次命中率不高，但一旦命中或酸化压裂之后出油，则单井高产稳产。这些现象说明，碳酸盐岩中，高孔高渗、高连通性和高度富集的储集体呈有限状态分布。它们可能是连通性高的孔洞裂隙群、也可能是大型溶洞或孔洞裂隙连通的大型溶洞。

(3)下奥陶统整体为弱反射，局部为强反射；大型溶洞的反射强于孔洞裂缝群的反射，因而是形成强反射的主体。大型溶洞反射强度与洞中充填物性质和充填程度有关：充填流体强于充填固体。溶洞反射强度可以用溶洞复合反射系数 R 来定量描述：

$$|R|=\frac{2r|\sin 2\pi h/\lambda|}{[(1-r^2)^2+4r^2\sin^2 2\pi h/\lambda]^{1/2}}$$

式中，r—溶洞顶底面反射系数，h—溶洞高度，λ—溶洞充填物中的地震波波长。表 1 给出不同高度不同充填物的溶洞的复合反射系数。可以看出，相同高度的溶洞以充填流体的反射最强，而充填砂泥岩的最弱；不同充填物的溶洞总可以在某一高度形成大于 0.2 的复合反射系数(相当于砂泥岩中较强的反射系数)，而形成可识别的反射波。

(4)充填流体溶洞反射波具有强振幅、低速度、调谐性三个特征。

不同充填不同高度溶洞的复合反射系数 R 表

充添物 \ h/m	1	2	3	4	5	6	7	8	10	15	20	30	40	
流体	.42	.68	.81	.88	.91	.94	.95	.96	.97	.98	.97	.0	.97	
疏松泥沙	.08	.15	.22	.29	.35	.41	.46	.50	.58	.70	.75	.75	.58	
砂泥岩	.04	.08	.12	.16	.20	.24	.28	.31	.37	.49	.57	.62	.57	
致密岩石	.01	.03	.04	.06	.07	.09	.10	.11	.14	.20	.25	.32	.35	

2. 频率差异分析(FDA)技术及其应用效果

(1)根据溶洞的地震响应特征研究频率差异分析技术，即在地震反射波中提取不同频率成分反射波的振幅，得到溶洞的振幅—频率异常，用以圈定溶洞位置，定性—半定量估算溶洞高度，再辅以反演速度对溶洞型油藏进行较准确的预测。

(2)对塔河油田 300km^2 三维数据进行 FDA 分析，得到 25HzFDA 异常，指示出风化壳的岩溶分层特征：地表岩溶带、渗流带和潜流带，揭示了钻井酸化压裂前后产油状况变化的原因。

(3)FDA 异常显示，S48 井区为岩溶发育的风化面高部位，风化面上岩溶落水洞、脚洞发育，风化面下发育四层暗河，这就揭示了 S48 井三年来高产稳产、累计产油 60 万吨的原因。

3. 溶洞型油藏预测的新思路

FDA 技术的成功，形成了"找洞易于找缝、找大洞易于找小洞，找充填流体的洞易于找充填致密岩石的洞，找到了充填流体的大洞，就有可能找到缝洞型油藏的主体"的新思路。

综合地震信息预测HXC地区深部须二段储层裂缝发育带

王世星　徐雷鸣　蔡玉华　靳文芳

（中国石化石油勘探开发研究院南京石油物探研究所，南京，210014）

川西坳陷HXC地区上三叠统须家河组二段顶部气藏具有超低孔渗、非均质强、气饱和低等特点，为典型的超致密砂岩裂缝性储层。已钻资料证实控制其产能的主导因素为高角度开启连通的裂缝及其裂缝相对发育区，而这些高角度缝及所含气体由于对近垂直入射的地震反射不敏感，除非遇到密集裂缝群体引起大规模的地震属性参数（体积模量）变化，已不适于用常规的地震响应进行预测。为此我仿提炼了一个表征须二项部储层特征的定向垂直排列裂缝模型，通过物理模型波场观测及分析，证实利用P波方位各向异性、方位AVO及迭后多属性参数能对裂缝及裂缝发育区进行定量编图。表征HXC地区须二高角度裂缝性气藏的裂缝发育主方向及密度、有利的富集带得到了直观预测。

1. 模型驱动下的裂缝性储层预测的地震方法概述

针对储层裂缝高陡倾角及应具有的定向性这一特征，我们提出了综合预测裂缝发育区和裂缝发育主方向的地震技术。包括：(1)叠前以P波振幅随方位变化(AVA)、P波AVO随方位变化(AVOA)的数值模拟，利用P波通过裂缝体时方位各向异性特征，即垂直裂缝反射振幅最小，振幅随入射角的降低最快，而平行于裂缝反射振幅最强，振幅随入射角降低最慢，优选入射角在15°～30°之间道集的定偏振幅方位变化及方位AVO的差异检测裂缝及可能流体充填性质。(2)叠后以排除非独立变量道影响而提高横向分辨率及精度的基于多道数据协方差矩阵本征值的新一代相干算法：储层属性参数提取及多属性相似性综合分析，即沿目标层提取振幅能量类、复地震道类、傅氏频谱类、相关类共49种特征参数（其中有21种较为有效），并利用相似的岩石或相似的油藏条件产生相似的地震响应这一原理，开发了一种基于统计特征一正交属性的平均值及标准偏差作为描述标定点（气井或干井）及四周的相似性为基础的将所有属性信息综合起来的分析技术，在属性平面图多达几十幅时，就能圈定井周围及外围可能的有利（不利）区带。

2. 裂缝发育带及富集区预测

HXC三维数据前期做了常规的地震保幅处理，后期进行了宏面元抽取、AVA及AVOA道集形成和垂直入射归一化等关键处理步骤。须二顶(T_5^1)沿层相干切片与该层构造解释断裂吻合得很好，但发现这两组断裂拖拽现象明显，为断裂发育的次序及应力场的分析提供了证据。用有限入射角(12°～16°)方位叠加道集数据获得了裂缝视密度与裂缝方位叠合平面图，可见构造主体部位的裂缝趋势以与主体构造平行为主伴有近垂直的两组，用岩石破裂力学知识结合该段五口井中裂缝岩芯观测，从裂缝地质成因上分析认为由纵横张性构造缝、构造扩张裂缝及构造剪切裂缝三类组成，两期次的断裂由相干及构造解释均可见呈正交接触，推测三类裂缝在两期次构造形变中呈相向叠加，使得该区域裂缝更加发育。P波方位AVO角度道集中几口井的AVO响应与其含气性基本上仍保持一致，中部另一目标层的方位P波AVO角度道集及垂直于裂缝的AVO梯度，清楚地说明裂缝性储层只有在较大入射角角度道上才能较明显的体现出AVO参数随方位的变化特征。倘若不按方位拟合AVO参数，势必削弱或相消来自定向排列裂缝体上可能引起的微弱反射信息。均方根振幅及复数道平均反射强度平面图显示工区各部均处于中强振幅背景上，产气三口井均处于中弱振幅区带中的弱振幅区块上，瞬时频率及瞬时频率变化率平面图揭示含气较好的三口井均位于瞬时频率的变化带或变化区上。通过工区五口井的含气特征及综合性研究，建立了须二顶部裂缝气藏的主要识别标志，最后圈划出须二段裂缝性气藏的最有利、有利、较有利富集区。裂缝性气藏富集区在平面上呈互不连通的块状及条带状展布，这是须二气藏受裂缝发育带控制所具有的独特的气藏模式。

谱分解技术在碳酸盐岩大型缝洞体纵向预测中的应用

蔡 瑞

（中石化石油开发研究院石油物探研究，南京，210014）

1. 引言

碳酸盐岩缝洞型油藏不同于常规的层状储层，其空间非均质性极强，储层预测十分困难。由于缝洞系统对地震波有较强的吸收和衰减作用，使其在地震资料上具有低频、低幅、低速、相干性差等特点。作者曾对碳酸盐岩缝洞型油藏目的层应用谱分解和谐振三维体方法进行储层横向预测，其结果清晰显示了目的层异常体在平面上的展布。为了描述大型缝洞油藏在空间上的分布，本文将谱分解和谐振三维体方法应用于非目的层段，计算得到多个时频四维立方体，选排形成离散频率能量体，从而进行纵向上缝洞型储集空间预测。

2. 方法原理

谱分解技术的理论基础是薄层反射系统可产生复杂的谐振反射。薄层反射在频率域有唯一特征表达，可指示时间地层厚度。振幅谱通过陷频曲线确定薄地层的横向变化情况，相位谱通过局部相位的非稳定性反映地层横向的不连续性。小时窗谱分解可减少采样地层的地质随机性。

谱分解技术通过离散富氏变换将地震数据转换到频率域。将目的层小时窗数据体从时间域转换到频率域，可得到目的层谐振三维体，从而解决目的层范围内谐振问题。对于大型缝洞体纵向预测，采用非目的层段谱分解方法，计算目的层下部每一个样点的振幅谱和相位谱，可得到多个时频四维立方体。将谱分量分成不同的同频率分量数据体，可观察目的体内同一频率在不同时间、空间上变化延伸情况。

3. 应用实例

中国西部古生界海相碳酸盐岩储层属缝洞型油气藏，埋藏深，储集空间非均质性强，钻井产量差异大，预测储集空间展布极为困难。我们对该区应用谱分解和谐振三维体技术，在前期对目的层进行储层横向预测基础上，对非目的层段——缝洞体开展纵向预测。

对某工区奥陶系顶目的层应用谱分解和谐振三维体技术，预测储集体横向变化，结论如下：①成图质量好的频率切片集中在 2～30Hz 主频范围内。②对目的层段取 50ms 小时窗计算结果更精细。③在 50ms 时窗 20HZ 切片上可清晰观察到低振幅孔隙发育区的平面展布。④全工区被许多枝叉状高幅（推测为暗河）分割，形成大小、强度不等的低幅孔隙发育点、块。全区仅西部有一条近南北向延伸的条带状强低振幅带，预测其为岩溶、孔、洞、缝发育区带。本区几口高产井 W1、W7 等恰分布于此。W1 等高产井多年压力不减，产量不降，推测为一大型溶洞型油气藏。

为研究 W1、W7 等高产井的地质成因，预测溶洞型油气藏纵向展布，对非目的层段应用谱分解和谐振三维体技术。从目的层向下推移，计算多个时频谐振三维体，将谱分量分成不同共频率分量数据体。我们对 20Hz 频率分量数据体进行分析，发现在目的层下 2 张频率切片上，W1、W7 等高产井均处于同目层段相似的强低振幅异常带上。在目的层下第 3 张频率切片上，该异常带则为形状相似的强振幅异常带。据此推测，W1 等高产井所处的大型缝洞体纵向上深约 150ms，水平呈椭圆型，长轴近南北向展布，深部长轴向北部偏移，而短轴略向西偏移。

综上所述，对碳酸盐岩缝洞型储集空间应用小时窗谱分解和谐振三维体技术，提取指示时间层厚振幅变化信息，预测缝洞型储集体平面和空间展布，与实际钻井情况吻合，具有较好适用性。这一技术可进一步应用于复杂断裂系统碎屑岩地区和识别河道砂及小幅度构造。

地震属性技术在塔河油田碳酸盐岩储层预测中的应用

管路平 蔡瑞 王世星 余德平 赵群
（中石化石油勘探开发研究院石油物探研究所，南京，210014）

地震属性技术是近几年发展起来的新技术，已广泛用于地层分析、储层特征描述和油藏监测。所谓地震属性，就是对地震资料的几何学、运动学、动力学及统计学特征的一种测量。常用的地震属性有：振幅、波形、频率、衰减因子、相位、相关系数、能量等。我们将地震属性技术应用于新疆塔里木盆地塔河油田奥陶系碳酸盐岩储层预测，有效地预测了碳酸盐岩储层的缝洞发育带。

1. 垂直裂缝的物理模型实验

为了说明裂缝体对地震属性的影响，我们制作了垂直裂缝物理模型，它是由一组平行排列的有机玻璃叠合而成，片与片之间的缝就是一组平行排列的裂缝。通过自激自收的观测方式，获得了类似叠后的地震记录。提取并分析裂缝体对应的地震属性，发现存在较明显的横向变化特征，表现为振幅降低、频率衰减、时差增大等，裂缝体两侧各种有效地震属性参数均呈现较大的跳跃，因此在排除其它因素影响的条件下，波形相似性突变带、地震属性剧烈变化部位，应与一定开启裂缝发育部位相对应。这一特性为用地震属性预测碳酸盐岩储层的缝洞发育带提供了依据。

2. 地震属性

（1）地震振幅属性　三维地震保幅数据体中振幅类属性主要包括：①均方根（RMS）振幅；②绝对振幅；③最大峰值振幅；④最大谷值振幅；⑤平均波峰振幅；⑥平均波谷振幅；⑦能量占总能量之半时窗值；⑧固定时窗正负样点比；⑨振幅大于门槛值百分数；⑩振幅小于门槛值百分数。该类属性主要用于识别缝洞发育带引起的振幅横向变化。

（2）地震量能衰减因子　缝洞体内部由于孔、缝比较发育，且被油气、水或岩性差异大的物质充填，各介质点间的相互联系不如基质岩块紧密，因此质点振动的能量传递比较困难，地震波在传播过程中能量衰减较快，因此地震波通过缝洞体后，会出现频率降低、能量减弱的地震异常。

具体实现时，根据目标层位的解释，分别选取相邻的两个时窗，两个时窗的中点间距对应于目标层。在短时 Fourier 变换的基础上，分别提取相邻时窗的能谱，计算衰减因子。

（3）地震相干体　相干体技术的核心就是利用地震信息计算各道之间的相关性，突出不相关的异常现象。借助相干体资料能识别岩层横向不均一性和断裂特征。相干体采用多道互相关算法。

（4）谱分解和谐振立方体　谱分解技术是根据地震数据通过离散傅里叶变换（DFT）对不连续地质体进行成像的一种新方法。谱分解技术进行储层描述最常用的方法是采用“目的层的谐振立方体”。解释人员首先绘出目的层的时间范围，然后将关于目的层的短时窗从时间域转换到频率域，这样，就能通过频率切片观察储层特性的横向变化规律。

3. 地震属性技术的实际应用

位于新疆塔里木盆地北部的塔河油田是新星石油公司发现的超亿吨级油气田，它的主要储层是 5300 米深度以下的奥陶系碳酸盐岩储层，缝洞型储集空间纵横向分布极不均匀，储层非均质性较强。应用地震属性技术处理塔河油田三维地震资料，提取了丰富的地震属性。通过沿层地震属性、测井和钻井等资料的综合分析，归纳总结了塔河油田碳酸盐岩缝洞型储层发育带识别模式：低振幅、弱相干、强衰减等，预测了塔河油田碳酸盐岩有利储集区块，为钻井部署提供了可靠的依据，大大提高了钻井命中率。

BZ25—1 构造河流相储层钻前预测

赵 伦 刘志斌
（中海石油勘探研究院，河北高碑店，074010）

前言 本文介绍利用钻井、测井、测试与地震等资料和地震反演技术进行处理分析和综合解释，推断河流相储层空间分布和含油气情况并为多口钻井所证实的实例。该项成果提高了评价井的成功率，为加快评价钻探 BZ25—1 油气田和开发部署步伐，起了重要的作用。

地质问题 BZ25—1 构造位于渤海盆地渤中凹陷与黄河口凹陷分界处。八十年代在该构造主断层上升盘钻探 4 口井，于深层获得工业性油气流。1998 年在主断层下降盘钻探 BZ25—1—5 井，又在浅层明化镇组有了重大发现。评价表明该构造具有良好前景，准备再钻两口井即 BZ25—1—6 井和 BZ25—1—7 井进一步评价该构造。浅层储层为河流相沉积，纵横向变化大，在 BZ25—1—5 井钻遇的油层在 6 井和 7 井区是否存在，成了该区进一步评价钻探的主要地质问题。

技术对策通过分析选择反演技术把地震信息处理为波阻抗，应用概模法{1}预测储层及含油气性。现有的储层属性参数反演技术有三大类：基于地震道的波阻抗反演；基于模型的储层参数反演；地质统计随机模拟与反演。地质统计随机模拟是基于地质统计学的储层参数反演，它可利用测井纵向分辨率高和地震覆盖面广的特点，把它们有机地结合起来，模拟储层参数进行储层预测和描述，但该技术与方法要求一定数量的井资料，得到可靠的统计规律，指导模拟与反演，BZ25—1 构造实际可用的井资料不满足要求，因此难有预期的效果；基于模型的储层参数反演可以有较高分辨率，但此技术与方法不仅要求测井资料较多，而且对层位资料要求非常严格，工区资料不具备这样的条件；基于地震道的波阻抗反演，分辨率相对于前两种技术与方法较低，但具有较高的可靠性。针对 BZ25—1 构造储层纵横向变化大、可用钻井资料少和层位稀疏等情况，选用基于地震道的波阻抗反演（约束稀疏脉冲反演）技术进行波阻抗反演，尽可能地突出反映地下储层与含油气的地震信息。约束稀疏脉冲反演通过选取适当参数控制脉冲的稀疏性，通过地质构造（如层位、断层、剥蚀）、沉积（上超、下超等）及测井（测井波阻抗趋势与范围）信息约束，得到分辨率略高于地震资料的宽带波阻抗。波阻抗反演的关键，一要做好基础资料的质量检查（特别是测井资料环境校正和归一化处理）；二要正确标定；三要反复进行参数试验；四要对反演结果进行确定性与可靠性分析。

钻前储层预测与效果 根据已有的资料和反演成果进行储层预测研究表明，正在钻进的 6 井在主要目的层将比 5 井多钻遇一套油气层（即有两套油层），而原 7 井设计井位在主要目的层段储层不发育。因此建议原 7 井暂缓钻探，具体的部署视 6 井的钻前储层预测和钻探结果而定，这一建议被用户采纳。6 井测试结果完全证实了上述预测。根据 6 井钻井、测井、测试成果对反演成果进行标定，同时进行大量的水平切片和顺层切片分析，进一步弄清了 BZ25－1 构造浅层河流相储层的发育分布特点和油气藏为亮点型岩性构造油气藏，指出其存在与规模超出现有的工区范围。根据主要目的层段有利储层发育的分布范围及其变化趋势，提出了 BZ25－1—7 井的新的井位建议，预测 7 井新井位在主要目的层段将钻遇多套油气层，厚度相对于 5 井和 6 井将变薄，次要目的层也将钻遇多层薄的油气层。随后的钻探测试结果再次证实了这一预测，这加快了评价钻探和开发部署。

结论 BZ25－1 构造的钻前储层预测表明，选用与实际地质情况相适应的技术与方法，把真实地反映地下储层与含油气的地震信息尽可能地突出出来，作好综合分析研究，即使是复杂的河流相沉积地层，也可以对含油气储层的分布变化作出正确的预测，提高钻井成功率。

物理模型井间地震层析成像

裴正林　牟永光　魏建新

（石油大学，北京，100083）

井间地震层析成像是石油、工程、环境、灾害地质领域中的一项重要的有效方法技术。本文通过物理模型实验来研究复杂模型井间地层层析成像。

1. 物理模型实验

井间地震物理模型实验是在石油大学(北京)物探重点实验室完成的。实验室拥有一套自行设计和研制的目前国际上规模最大、精度最高的三维固体地震物理模型实验装置，并且具备良好的实验条件。参考 Pratt 和 Goulty(1991)所采用的井间地震 2D 物理模型的几何尺寸、制模材料和物理参数来制作模型。该模型由 5～6 层不同厚度和速度的水平层、一个半圆形凹陷(或溶洞)。模型规模为长 250mm、高 240mm、厚度 90mm。模型比例为 1∶1000。模型实验在水槽中进行，震源和接收器采用一对主频约 200KHz 的压电换能器，震源点和接收器点沿模型的长和高所在两个面的中线布置，震源和接收器与模型之间的间隙各为 10mm，震源点和接收点的间距均为 1mm，接收点数和震源点数均为 51 个。此次物理模型实验采集原始波形好，数据质量高，为今后井间地震研究、成像软件检验提供了一个标准数据体。

2. 小波多尺度井间地震层析成像

复杂模型的地震层析成像也是一难度很大的问题。由于复杂模型的目标函数中存在多个局部极小，因此，采用常规线性化反演方法不能得到好的解。小波分析是当前研究非线性科学的主要工具之一。小波变换为多重网格法提供了一种自然框架。本文将小波多尺度分析的思想引入到井间地层层析成像非线性反问题研究，提出了小波多尺度井间地震层析成像方法。该方法原理如下：

井间地震层析成像问题一般可写为：$\vec{d}=f(\vec{x})$　(1)

式中，$\vec{d}$ 为观测数据参数向量$(d_1,d_2,\cdots d_R)^T$，是 R 维数据空间中一点；$\vec{x}$ 为模型参数向量$(x_1,x_2\cdots,x_m)^T$，为 m 维模型参数空间中一点；f 是映射算子。井间地震层析成像是非线性反问题即 f 是非线性映射算子。通过局部线性化，可以把非线性问题转化为线性问题，

即　$b=Ax$　(2)

式中 A 为 Jacobi 矩阵。线性系统(2)表示为观测数据与理论数据间差向量 b 与引起这一数据变化的模型参数变化向量 x 之间的线性方程组。传统线性化反演方法是直接解方程(2)式。本文应用基于二次样条小波函数的小波多尺度来求解线性系统(2)。对(2)式两边作正交小波变换得：

$$\tilde{b}=\tilde{A}\tilde{x} \quad (3)$$

其中，$\tilde{b}=Wb$，$\tilde{x}=Wx$，$\tilde{A}=WAW^T$。$\tilde{A}$ 表示先对矩阵 A 的列作小波变换，再对其中间结果矩阵的行作小波变换。

(3)式是线性系统(2)的不同尺度下的小波系数表示，即将原反问题进行多尺度分解，形成一系列依赖于尺度变量的良性的、小规模反问题序列。本文采用 LSQR 法在小波域求解(3)式，再由 $x=W^T\tilde{x}$ 可求取原时空域的解，即谓小波多尺度井间地震层析成像方法。

3. 结论

物理模型实验结果表明，本文提出的新方法大大改善了成像质量，提高了图像分辨率，是复杂介质高分辨率成像的有效方法。

ADPI 法在波动方程地震正演中的应用

耿伟峰 王尚旭 王润秋
（石油大学，北京，102200）

在现代地震勘探中，波动方程扮演着重要角色，通常是用数值方法来求解波动方程。数值方法的精度与稳定性对求解波动方程至关重要。本文应用任意差分的精细积分法（The Arbitrary Difference Precise Integration Method，简称 ADPI 法）求解波动方程，不同于一般的有限差分方法，它是一种半解析形式的子域积分方法，它的差分格式灵活，精度高，稳定性好，适合于复杂地质与复杂地形的地震波动方程正演。

对于典型的二维波动方程问题：

$$u_{tt}=D(u_{xx}+u_{zz}),u(x,z,0)=f_1(x,z),u_t(x,z,0)=f_2(x,z),u(\sum,t)=g(x,z,t) \tag{1}$$

式中，u 位移，t 是时间变量，x，z 是空间坐标，$D=D(x,z)$，$\sum$ 是二维区域的边界。

采用 ADPI 方法解上述波动方程的方法如下：

(1)首先对(1)式中的第一式进行空间坐标的离散，在任一点 j(离散点序号)处，有：

$$u_{tt}^{j}=D_j(u_{xx}^{j}+u_{zz}^{j})|_{\substack{x=x_j\\z=z_j}}(0<=j<=J)\text{J 是总离散点数} \tag{2}$$

式中：x_j，z_j 表示 j 点的横向坐标与深度坐标，$D_j=D(x_j,z_j)$。

(2)下一步是将 $u(x,z,t)$在 j 点的邻域内作 Taylor 展开略去高阶项，移项整理并加权得：

$$\sum_i \alpha_i(u_i-u_j)=\sum_i \alpha_i\left[\sum_{k=1}^{m}\frac{1}{K!}[(\Delta x_i\frac{\partial}{\partial x})^k+(\Delta z_i\frac{\partial}{\partial z})^k\right]u \tag{3}$$

〔其中 α_i 是加权系数，$\Delta x_i=x_i-x_j$，$\Delta z_i=z_i-z_j$，i 是 j 邻域内的任意点，这正是 ADPI 法中“任意差分”的意义，通常情况下，Taylor 展开的微分交叉项难受于处理，通时选择 i 点，使 $\Delta x_i=0$ 或 $\Delta z_i=0$，在(3)式则去掉交叉微分项，m 原则上可任意选取，但 $2m>i$ 使下式的方程组超定，$2m<i$ 使下式的方程组欠定，因此，通常取 $2m=i$；对二维波动方程取 $i=8$。对于边界点可以采用灵活的取法，以保证精度。〕使(3)右端等于(1)中波动方程的右端，可以得出一个关于 α_i 的 8 维线性方程组，解之可求出加权系数 α_i。

(3)(2)式可表示为：$u_{tt}^{j}+u_j\alpha^2=b_n$ (4)

在 ADPI 法中，认为 u_j 没有必要做近似，因此上式的所有 u_i 均在左端。将(4)的右端项展开到 $t-t_n$ 的二阶近似，达时的(5)式可以求出解析解（此即精细积分的意义），选择积分子域为$[t_{n-1},t_{n+1}]$，可以求出 t_{n+1}时刻的波场值(u_0 的值可由 $f_1(x)$确定)：

$$u_{j,n+1}=2u_{j,n}\cos(a\Delta t)-u_{j,n-1}+2(b_n/a^2-2d_n/a^4)[1-\cos(a\Delta t)]+2d_n(\Delta t)^2/a^4 \tag{5}$$

(4)与(5)式中：$\alpha^2=\sum_{i=1}^{8}\alpha_i$，$b_n=\sum_{i=1}^{8}\alpha_i u_{i,n}$，$d_n=\frac{1}{2}\sum_{i=1}^{8}\alpha_i u_{i,n}^{tt}$ (5)

为了进一步提高解的精度，可以用时间域的样条插值方法来求 $u_{i,n}^{tt}$，进一步求出 d_n，通常，样条方法所求的导数比差分法高，这也是该方法精度提高的重要因素。

与有限差分法相比，(5)式是一种无条件稳定的差分格式。推导过程在此略去。

以上为二维 ADPI 法的高精度解法，应用该方法于具有解析解的例子与实际正演以后，结果有了很大改进。需要说明的是：虽然该方法是无条件稳定的，但是选用过大的时间步长或空间步长将导致解的不可用；该方法所用的机时比有限差分法多，但也可以接受。ADPI 法下一步的方向是：研究其他形式的波动方程（如单程波动方程）的 ADPI 法的差分格式，将其应用于复杂地表情况下的波动方程延拓和偏移。

反 Q 滤波方法及其在叠后资料处理中的应用

张军华　仝兆岐　　　　何潮观

（石油大学，东营，257062）　（胜利油田物探研究院，东营，257022）

1. 引言

Q 因子是地震资料处理的重要参数。由于地层的吸收作用，地震波经地层传播后，能量衰减损耗，频率变低。特别是深层，分辨率大大下降。因此，为恢复地震波原来的能量，处理时必须做 Q 补偿（或从滤波的角度，称为反 Q 滤波）。

本文在理论研究的基础上，在 Linux 系统上开发了相应的软件，并在叠后资料处理中得到了应用。

2. Q 因子的物理含义及估算方法

（1）物理含义　要进行反 Q 滤波，首先必须计算出品质因子 Q。一个波长 λ 内，原地震波的能量与传播所损耗的能量之比即为 Q。由于大地滤波作用，地震波振幅按下式随不同的时间和频率逐渐衰减，反 Q 滤波就是要将因 Q 因素而损耗的能量补偿回来。

$$A(t)=A_0e^{-avt}=A_0e^{-\frac{\pi f}{Q}t}\cdots\cdots\cdots \quad (1)$$

（2）Q 值的估算　Q 值的估算常有频谱比法、上升时间法和振幅包络趋势法，实际生产中还常采用常 Q 扫描法和李氏经验公式。本文采用的是振幅包络法，具体计算步骤如下：1）滑动时窗，计算振幅谱（时窗可取 500ms，滑动步长可取 250ms）；2）在相邻道上做多道平均；3）将振幅谱表示成分贝数，并用最小二乘法计算包络的斜率 S；4）计算时窗中点处 Q 值；5）插值计算，使每个样点处均有 Q 值。

3. 反 Q 滤波的基本公式

由（1）式，并假定大地滤波过程为最小相位，则可得 Q 滤波器的频谱为

$$S(f,t)=e^{-\frac{\pi f}{Q}t}e^{-i\Psi(f)}=e^{-\frac{\pi t}{Q}[f+iH(|f|)]}\cdots\cdots\cdots \quad (2)$$

令 $G(f)=|f|+iH(|f|)$，得到反 Q 滤波的基本公式为 $y(t)=\int_{-\infty}^{+\infty}x(f)e^{i2\pi ft}[e^{\frac{\pi t}{Q}G(f)}]df$

$$=\int_{-\infty}^{+\infty}x(f)e^{i2\pi ft}[1+\frac{\pi f}{Q}G(f)+\frac{1}{2!}(\frac{\pi t}{Q})^2G^2(f)+\frac{1}{3!}(\frac{\pi t}{Q})^3G^3(f)+\cdots]df\cdots\cdots\cdots \quad (3)$$

上式中，$G(f)$ 实际可由一确定的时域因子 $g(t)$ 作 FFT 求得。

$$g(t)=\begin{cases}\frac{1}{4}, & t=0\\ -\frac{2}{(\pi t)^2}, & t=1,3,5,7\cdots\\ 0, & 其它\end{cases}\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (4)$$

4. 实际应用效果分析

选取某地区一实际叠后剖面，剖面的分辨率较低，中央隆起的轮廓不明显，中浅层波组特征也不十分清晰。按本方法先求取 Q 曲线，分析 Q 值有这样一个趋势：从浅层到深层逐渐变大，2000ms 处还有局部变小现象。作反 Q 滤波后，与原剖面比较，可以看到，分辨率明显提高，CDP 小号方向 2000ms、2500 和 3600ms 及大号方向 1700ms、2500ms 和 3400ms 处的波组特征变好，中央隆起带地层的接触关系更加明显，展示了较好的处理效果。

地震信号的对称性、高斯性及其检测方法

朱培民　俞国柱　王家映
（中国地质大学地球物理系，武汉，430074）

1. 地震反射系数系列和地震信号的统计特征

根据对声波测井和密度测井获得的反射系数序列的研究表明，地展反射系数系列符合广义高斯分布。广义高斯分布是一种接近于高斯分布，并具有对称形式的概率密度分布，它的数学形式是：

$$g(r)=\frac{\alpha}{2\beta\cdot\Gamma(1/\alpha)}\exp^{-\left(\frac{|r|}{\beta}\right)^{\alpha}} \quad (1)$$

上式定义了一族对称分布。式中Γ(o)表示伽马函数，$\beta>0$是一个比例参数，$\alpha>0$是一个控制分布的形状参数。当$\alpha=2$时是高斯分布，且当$\beta=\sqrt{2}$时，(1)式是标准正态分布；当$\alpha=1$时是双指数形式的拉普拉斯分布；当$\alpha\to\infty$时，趋向于均匀分布。Walden和Hosken在研究中发现，地震反射系数序列的分布介于$\alpha=0.6$到1.6之间。

根据线性系统理论，当输入信号为平稳的随机过程时，输出仍为平稳的随机过程，特别地，若输入是平稳的高斯过程时，则输出仍是高斯过程，即线性变换不影响随机过程的分布特性。反射地震道的褶积模型是一个典型的滑动平均线性系统模型，如果把地震反射系数序列看成是广义高斯输入信号，则输出（地震道）应为同分布的平稳信号，其中地震子波被认为是系统的传输函数。在介质是分层均匀的情况下，实际的地震信号是一种零均值的接近于对称的广义高斯分布。然而，当地下介质的性质发生突变时，例如碳酸岩地区的孔洞溶蚀区，地震记录将不再满足对称的广义高斯分布，如果能用某种手段检测这种非对称和非高斯性的变化，就能够识别出地下介质性质的突变区。

2. 检测地震信号非对称性和非高斯性的基本原理

随机信号的斜度和峰度，分别是随机信号的非对称和非高斯分布的两个重要度量参数。斜度和峰度的定义如下：

$$斜度:S=\frac{E(x-\mu)^3}{\sigma^3} \qquad 峰度:K=\frac{E(x-\mu)^4}{\sigma^4} \quad (2)$$

式中，x表示时间序列，μ表示均值，σ表示方差，E表示数学期望。在标准正态分布下，时间序列的斜度和峰度分别为0和3。

为了检测地震信号局部的非对称和非高斯分布性质，即随时间变化的斜度和峰度，我们定义在某时刻n的斜度和峰度相对于整个地层道的变化率为：

$$X_s(n)=\frac{S(n)-S}{S},Y_k(n)=\frac{K(n)-K}{K} \quad (3)$$

上两式中，S(n)和K(n)分别表示时刻n的斜度和峰度，S和K分别表示整道的斜度和峰度。

3. 检测效果与评价

为了验证检测地震信号非对称和非高斯分布的可行性，我们根据(1)式分别设计产生了$\alpha=0.5$、1.0、1.5、2.0四种广义高斯分布情形下的反射系数序列，其中$\alpha=2.0$时为标准正态分布，并给定30Hz的Ricker子波，合成了四道地震记录。然后，在上述四道合成地震道的基础上，在信号的1秒处加上一个10Hz的低频Ricker子波，模拟地下介质性质突变所产生的地震信号。根据(3)式计算地震道的斜度和峰度随时间变化的结果。数值试验结果表明，用本文所提出的方法能够很好地检测出地震信号的非对称性和非高斯性变化。

流体饱和孔隙介质中震电效应机理的实验研究与探讨

陈本池　　牟永光

（中石化石油勘探开发研究院，北京，100083）　（石油大学，北京，100083）

震电效应机理研究是发展震电勘探的基础。由于实际地球介质及震电效应本身的复杂性，产生震电效应的机理相当复杂。就目前的技术水平，测量并识别出震电信号已具备条件，近年来各权威杂志也相继发表了许多成功的野外试验和室内实验研究结果。但对于地球介质中产生震电效应的机理还存在许多疑点，现有的理论模型对实际实验中碰到的有些现象还无法作出圆满地解释。本文中我们针对流体饱和孔隙中震电机理进行了一系列实验研究与探讨。实验用PZT压电陶瓷换能器作为激发源，将屏蔽电线的一端裸露做成测量电极，测量仪器为根据加拿大Phoenix公司生产的V6电磁测量仪改装成的专门震电测量仪器，整个实验均在专门的电磁屏蔽室完成。实验中通过连续时间观测、改变饱和试样浓度及固体颗粒岩性进行了震电测量、实验研究主要结果如下：

(1)在固液混合之初，可观测到的微弱的震电信号；随着浸泡时间的延续，观测到的信号逐渐减小，约在两相混合达12个小时，震电信号振幅值达到最小，比混合之时还要小，几乎接近于零值；然后，随着观测时间或测量时间间隔的延长，总的趋势是震电信号在增强，最后基本趋于平稳，但最终的稳定值要明显高于起始时刻震电信号的幅值。该实验结果证实：在流体饱和孔隙介质中，因液界面的双电层是产生震电效应的主要物理基础。在两相混合之初，固体颗粒表面与溶液中电解质离子发生复杂的相互作用，结果导致观测到的震电信号减弱；随着时间延续，固液继续相互作用。该作用的结果是在固体颗粒表面逐渐形成双电层，此时，溶液中剩余带电离子逐渐增多，震电效应增强；最后，在固体石英颗粒表面形成一逐渐走向动态平衡的微小电偶层（双电层），同时能观测到一逐渐稳定的震电信号。

(2)测量到的震电信号与振幅与实验样品中固体颗粒的岩性关系密切，介质中石英颗粒含量越多，震电信号越强，反之则越弱；究其原因，我们认为这与石英晶体对某些极性分子和带电离子的特殊吸附作用有关。但可以肯定的是：我们观测到的震电信号决不是压电效应引起，因为没有理由认为石英砂颗粒按一定晶格方向有序排列，而产生可观测到的压电信号。在对干燥的石英砂模型震电观测过程中，也没有发现任何有意义的信号。

(3)利用一定浓度的试样溶液（如NaCl溶液）浸泡石英砂体数天后，可观测到稳定的震电信号。但不同浓度溶液对应的震电转换效率有很大区别，在某一浓度震电转换最大，信号最强。主极值两侧，震电信号振幅逐渐变弱，总的趋势是：在饱和试样浓度较低时（对应电阻率较大时），震电信号振幅相对较大：在相对较高浓度（对应低电阻率）时，震电信号振幅相对要弱。这与美国MIT地球资源实验室发表的震电研究实验结果是一致的。饱和试样浓度对震电信号振幅的影响，也可以从双电层模型得到解释。当饱和流体溶液的电解质浓度增加时，介质中反离子的浓度加大，固体带电颗粒能更容易地获取反号带电离子，这样，将压缩固液界面双电层的扩散层使其变薄，把更多的反离子挤进滑动面以内扩散层中可移动的剩余反号带电离子减少，致使双电层ζ电势在数值上变小，相应地产生的震电信号就小。当电解质的浓度足够大时，可使ζ电势为零，此时不会产生震电信号。该状态在物理化学中称之为等电态。饱和试样电阻率变化对震电信号的影响与浓度变化的机理是相同的。饱和试样的电阻率越大，其电解质浓度必定很小，震电信号相应会越大；相反，饱和试样的电阻率越小，其电解质的浓度肯定较大，震电信号相应会越小。

本研究由国家自然科学青年基金（编号D49904011）和中国石油物探重点实验室资助。

微孔径正态分布对充胶冻 Biot 模型的改进

王　鲲　王克协　曹正良

（吉林大学物理科学学院，长春，130023）

1956 年 Biot 提出的流体饱和多孔或裂隙介质的线形动力学理论，简称 Biot 理论或 Biot 模型。它描述了弹性波通过双相介质的基本行为特征。近年已被许多地球物理与油藏工程专家所熟悉，并开始用于油、气勘探、石油测井和储层描述。但人们较早就注意到该理论在描述某些地介质中的波衰减和频散时常常比实际情况偏低，即理论估计值比实测值明显小。在声测井中常常遇到，特别是低孔、低渗情况。出现这种于实际偏离的原因，可能是 Biot 模型没有概括某种其它衰减机制；也可能是介质的本构特征引起的。

1979 年 Mavko 和 Nur 发现并提出了喷射流机制是 Biot 机制以外造成波强衰减的原因。1993 年 Dvorkin 和 Nur 在单轴形变和特征喷射流长度柱面边界为自由边界的假设下把 Biot 模型修正为包含喷射流机制的统一模型，即 BISQ 模型。

注意到钻井泥浆侵入液有固化为胶冻状物质的趋势，有理由假设钻孔周围侵入带的孔隙或裂隙中被有低刚度的胶状物质充满。White 和王克协(1989)提出导致一类饱和岩石强衰减的胶冻模型。首先在一个简单模型下得出被胶冻饱和的多孔介质中的波确实有比 Biot 模型预测值高得多的衰减。他们进一步把 Biot 模型发展为孔隙可以包含弱刚度粘性胶冻状物质的形式。在假设同一孔隙度下，孔隙空间是由多条不同孔径的细孔组成，并且它们是在等权重分布的条件下，计算了平面波的衰减和频散。结果在大部分频段，衰减比 Biot 模型给出得高出 1 到 2 个数量级，而波速几乎不变。说明这种介质属性会使波耗散增大。与 BISQ 不同，这种强衰减是由介质的本构特性引起的。

但 1989 年这项工作，给出的衰减曲线也有明显不足，在低频端总出现一个强烈起伏，然后迅速降为零，这显然是一个不合理的情况。本文着重研究对这一不足的改进。在 1989 年那篇工作中，引入的孔隙空间是由不同半径的微孔组成的，它一定程度地代表了实际情况的统计分布合理性。但仍有两点是不合理的。其一是大、小孔是等权重出现的；其次是，孔径的上下限范围较窄，在此范围之外的孔是不存在的，这在逻辑上也不尽合理。考察中我们也发现控制低频端衰减行为的是介质中的大孔。基于这一分析，本文用微孔径的正态分布代替原均匀分布，扩大微孔径尺度的范围，但特别大和特别小孔径的孔隙出现的概率很小。调整正态分布参数均值和方差，着重数值考察了衰减特性。结果发现，正态分布的衰减随着均值和方差的增大，衰减在低频处越接近连续变化，曲线下降的频率位置就越接近 0 频率，这与均匀分布时的规律相同。而且发现，各类波衰减曲线低频端的行为得到明显改善，曲线的跳跃几乎完全消除，在零频率附近单调地趋于零。这一特性比 Biot 模型对低频端衰减特性的描述还要合理。在绝大部分频率范围，修改了的胶冻模型给出高于 Biot 预测值一个数量级以上的衰减。文中还考察了胶冻刚度值变化的影响，当胶冻的刚度值增大时，正态分布的衰减曲线在低频处的光滑程度有所改进，有趣的是刚度值过大或过小都导致衰减的减小，这是一个值得深入研究的问题。

本文是在国家自然科学基金资助下完成的(40074032)

BISQ 理论模型的数值研究

曹正良 王克协

（吉林大学物理科学学院，长春，130023）

BISQ 理论模型是 Dvorkin 等提出的包含 Biot 和喷射流机制的统一模型。Dvorkin 等从方法和实际应用的角度说明了结合 Biot 流和喷射流机制（即 BISQ 模型）的重要性：(1)传统上描述固一流相互作用的 Biot 和喷射流机制是分开讨论的，它们均与孔内流体有紧密的联系，因此可建立一个同时考虑 Biot 和喷射流机制的相容的孔隙弹性介质理论；(2)通常，喷射流机制是建立在岩石微观性质（例如，单个孔的构形）基础上，建立岩石的孔隙弹性行为与宏观可测量之间的关系是非常重要的；(3)在许多情况下，Biot 理论对速度的频散和衰减估计偏低。并通过理论和实验研究得出：BISQ 模型能够更真实地预测在许多实验中观测到的速度的高频散和高衰减；BISQ 模型将频率、水力扩散系数和特征喷射流长度有机结合描述了岩石的孔隙弹性行为：BISQ 模型解释了一些实验中观测到的随着孔内流体粘滞系数的增加，纵波速度增加和驰豫峰移向低频的趋势。随后，Parra 和杨顶辉等在其基础上将 BISQ 理论模型推广到各向异性多孔介质的情况，建立了对应高维的 BISQ 理论。

BISQ 理论模型是在单轴形变和半径等于特征喷射流长度的柱形边界应力为零的假设下导出的。对该理论进行数值计算，考察不同孔隙介质参数对理论结果的影响或作用，是应用和完善该理论模型的依据和基础。本文在文献的基础上，将 Biot 高频修正项应用到 BISQ 理论模型中，使原有的 BISQ 理论可考察的频率范围变宽，对文献中没有给出的高孔、高渗情况下的第一、第二类纵波的频散与衰减随特征喷射流长度、渗透率等参数的变化关系作了进一步的数值考察，并讨论了弯曲度对 BISQ 理论中共振假象的影响。

通过数值计算考察表明：由加入 Biot 高频修正时的 BISQ 理论计算得到的纵波速度的频散和衰减与 BISQ 理论得到速度频散和衰减的变化趋势相似；在高频时加入 Biot 高频修正的第一类纵波速度比无 Biot 高频修正的第一类纵波速度要小一些，第二类纵波速度正相反。第一类纵波的衰减在相对频率较低时加入 Biot 高频修正比无 Biot 高频修正的衰减要小一些，在相对频率较高时情况相反。当特征喷射流长度增大时，第一、第二类纵波速度的过渡带向低频方向移动；第一类纵波衰减的驰豫峰也向低频方向移动并且驰豫峰的幅度逐渐减小，第二类纵波的衰减幅度逐渐减小。

特征喷射流长度是一个描述孔隙微观结构对喷射流动影响程度的统计平均量，与频率、流体的粘滞性和压缩性无关，它是在各种孔隙形状和尺度下测得的喷射流影响效果在理论计算中的体现。由于 Biot 理论中的弯曲度也是一个描述孔隙微观结构的物理量，所以，讨论弯曲度对 BISQ 理论结果的影响及与喷射流特征长度的关系具有一定的意义。数值考察表明：弯曲度减小时，第一、第二类纵波速度频散的过渡带逐渐变缓；第一类纵波衰减的驰豫峰向高频方向移动并且驰豫峰的幅度逐渐减小，而第二类纵波衰减的幅度几乎不变。同时，当弯曲度减小时，对 BISQ 理论中的共振假象现象有一定改善。

通过对 BISQ 理论模型的数值考察，研究和讨论一些物理量（另外如饱和度、水力扩散系数）对速度频散和衰减的影响，是进一步理解和应用该理论的前提和基础。

本工作是在国家自然科学基金资助下完成的(40074032)。

三相孔隙介质基于BISQ机制的地震波传播方程

朱建伟 孙建国 韩立国
(吉林大学,长春,130026)

油气藏是由骨架和孔隙流体构成的双相介质,而油水同层油藏或注水开发油藏是三相孔隙介质。当地震波在含流体孔隙介质中传播时,孔隙介质中的Biot流动和喷射流流动机制是同时存在的,Dvorkin等将双相介质Biot机制和喷流机制统一在一个模型中(即BISQ模型),并通过超声波和声波实验数据(速度和衰减)证明BISQ模型是比Biot模型更符合实际的含流体孔隙介质理论模型。

假设地下存在油和水两相流体;油和水的物理性质不同;仅考虑油和水与固体之间的相对位移;岩石和流体都是可以压缩的;考虑岩石的润湿性和毛管力的影响:油和水的流动压力不同;岩石具有统计各向同性。本文以Boit理论和流体喷射流动理论为基础,从固液本构方程、流体动力学方程和广义达西定律出发,详细的推导出三相孔隙介质基于BISQ机制的地震波传播方程。

对于含油水2种流体的孔隙介质,同时满足Biot流动机制和喷流流动机制(即BISQ机制),频率域的基本方程为

$$\sigma=Ce-\alpha p \quad \text{(本构方程)} \quad (1)$$

$$\nabla\cdot\sigma=-\omega^2(\rho_1+\rho_0\Phi S_0U_0+\rho_W\Phi S_WU_W) \quad \text{(动量守恒方程))} \quad (2)$$

$$\Phi(U_S-U)=-K_S(\omega)(\omega^2\rho_SU-\nabla P_S)/i\omega$$

(广义达西定律,s=0,w为油相和水相)(3)

其中,σ为含流体孔隙介质的总应力张量;e为总应变张量;C是固体骨架的弹性系数张量;α是有效应力的孔隙弹性系数张量:P是流体总流体压力;u,U_0和U_W分别是固体相、油相和水相的质点位移向量;Φ为孔隙介质的孔隙度;S_O和S_W分别为油和水的饱和度;ρ_s、ρ_0和ρ_w分别为固体相、油相和水相的密度,ω为圆频率。

假设岩石固体骨架只在波传播方向发生形变(x方向),其横向(r方向)不发生形变,流体的流动不仅可在波的传播方向上自由流动(体现Boit流动),而且在横向上产生喷流,波的传播方向与圆柱体的轴向一致。经过一系列的推导可以得到油相和水相的流动压力与固体位移和流体位移的关系分别为:

$$P_o=-\left[F_0S_{q0}\nabla U_0+F_0S_{q0}((\alpha-\Phi)/\Phi)I\nabla u\right] \quad (4)$$

$$P_W=-\left[F_WS_{qw}\nabla U_w+F_wS_{qw}((\alpha-\Phi)/\Phi)I\nabla u\right] \quad (5)$$

其中,F_0、F_W和S_{q0}、S_{qw}分别称为油相和水相的Boit流动张量和喷射流流动张量。

根据上述基本方程经过一系列的推导可以得出在频率域三相孔隙介质基于BISQ机制的频率域地震波传播方程:

$$\begin{aligned}&(\lambda+2\mu)\nabla(\nabla\cdot u)+\mu\nabla^2u+\omega^2\rho^0u=\nabla(s_0a_o^o p_o+s_wa_w^0p_w)\\&s_{q0}(\omega)a_0{}^0(\omega)\nabla\cdot u-\theta_0(\omega)s_{q0}(\nabla^2p_0)+\Phi P_o=0\\&s_{qw}(\omega)\alpha_w{}^0(\omega)\nabla\cdot u-\theta_w(\omega)s_{qw}(\omega)(\nabla^2p_w)+\Phi P_w=0\end{aligned} \quad (6)$$

式中,s_{q0}、s_{qw}为油和水喷射流动张量元素,$\theta_0(\omega)$、$\theta_w(\omega)$与孔隙度、绝对渗透率、粘度、密度等有关,$\alpha_0^0(\omega)$、$\alpha_w^0(\omega)$与有效应力的孔隙弹性系数张量元素和流体密度有关,ρ^0是油水饱和度和密度、孔隙度等函数。

方程(6)将固体位移和油水流动压力与岩石的孔隙度和渗透率、油水的密度、相对渗透率和饱和度联系在一起。因此,通过正演模拟可以了解当地下存在油水时的固体位移及油水流动压力的变化规律。

含流体孔隙介质基于BISQ机制的地震波传播特性

朱建伟 孙建国 韩立国
（吉林大学，长春，130026）

油气藏是典型的含流体孔隙介质。只有在此条件下建立的波动理论才能被用来对油藏中的地震波进行描述。根据Biot理论，孔隙中的流体由于与固体岩石骨架之间的粘滞摩擦而受迫参与运动，而弹性波在传播过程中发生衰减的主要机制是粘滞性耗散机制。但Biot理论不能解释在野外和实验中观察到的高频散和强衰减以及粘弹性行为。大量的实验和理论研究表明，喷流机制是造成饱和流体孔介质中弹性波高频散和强衰减的主要原因。因此，建立同时包括Biot机制和喷流(Squirt)机制(即BISQ机制)的地震波传播理论，可以真实反映地震波在含流体孔隙介质中传播规律。本文首先从流体质量守衡原理出发，导出了流体压力与固体位移合流位移之间的关系，然后根据固体和流体的本构方程、流体广义达西定律和动量守衡方程推导出了BISQ机制的含流体各向同性和各向异性孔隙介质的地震波波动方程，最后将快纵波、慢纵波和横波的相速度和逆品质因子与频率、孔隙度和渗透率、粘度和 饱和度以及特征喷流长度建立起关系。

通过理论数值计算得出以下结论：含流体各向同性孔隙介质中地震波在传播过程中存在有三种类型的地震波，即快纵波、慢纵波和横波。快纵波、慢纵波和横波的速度随着频率的增大而增大，尤其是在高频段迅速增大，快纵波和横波的速度随着孔隙度的增大而减少，快纵波和慢纵波速度随着流体饱合度增大而减小，而横波速度不受影响；快纵波的逆品质因子在小于临界渗透率单向增长，在大于临界渗透率单向降低，当岩石渗透率大于100md时，对快纵波的逆品质因子影响较小，横波的逆品质因子随着渗透率增大而增大；快纵波的逆品质因子随着饱合度增大而增大，而达到某一峰值后随着饱合度增大而减少。

地震频段内快纵波、慢纵波和横波的速度随着渗透率增大而单向增大；流体粘度对快纵波和横波的速度基本没有影响，而慢纵波的速度很低并随着粘度增大而减小；快纵波、慢纵波和横波的速度随着渗透率增大而单向增大；慢纵波的逆品质因子随着渗透率增大而减小，横波的逆品质因子随着渗透率增大而增大。

含流体EDA孔隙介质中地震波在传播过程中存在有四种类型的地震波，即拟快纵波、拟慢纵波和拟SV波和拟SH波。拟快纵波相速度随着方位角的增大而增大，拟SV波相速度在小于临界入射角时，随入射角增大而减少，但大于临界入射角时，随入射角增大而增大，而拟SH波相速度随入射角增大而增大。拟快纵波衰减随方位角的增大而减少，拟SV波衰减在小于临界入射角时，随入射角的增大而增大，而大于临界入射角时，随入射角的增大而减少，拟SH波衰减不随入射角变化而变化。

基于上述的地震波在含流体各向同性孔隙介质和含流体EDA孔隙介质中传播规律，可以利用地震波传播特性来求取岩石和流体参数以及确定裂缝方向。对于含流体各向同性孔隙介质，可以通过快纵波和横波的速度和逆品质因子求取岩石的渗透率，快纵波和慢纵波速度反演流体饱和度；而对于含流体EDA孔隙介质，可以通过测定不同入射角条件下，拟SV波和拟SH波衰减来确定是否存在裂缝，通过计算拟快纵波衰减来确定裂缝方位。理论计算的结果与实验室测试数据的对比证明了计算结果的正确性。

本文的研究由教育部骨干教师资助计划“长江学者”专项研究资助。

油气藏全空间磁学、地球化学与矿物学结构及意义
——检验“烟筒效应”的形成机理

刘庆生[1] 李海霞[1] 程同锦[2] 夏响华[2]

(1 中国地质大学地球物理系,武汉,430074;2 中国石油化工股份有限公司石油化探研究所,合肥,230022)

70 年代末,Donovan 博士首次提出,油气藏中烃类的垂向微渗漏过程会在油气藏上方与现代潜水面之间产生地球化学还原效应(即“烟筒效应”),会将原地岩石中的高价铁还原成低价铁(磁铁矿配置的重要成分),从而形成与油气藏分布密切相关的磁性矿物,称为成岩作用磁铁矿。同时他还根据油田地表红层发生明显的退色作用推测,地下烃类强渗漏作用形成的地球化学效应可能克服地表的氧化作用达到地表。显然,如果这一结论能够成立,并具有广泛意义,将为地面地球化学与微磁方法寻找油气藏理论奠定基础。

1. 地质背景

本井为松辽盆地南部某油气田边缘的一口油气显示井,分析样品的深度间隔为 1718～3134 米,地层主要涉及白垩系上统泉头组三段(k_1q^1)、二段(k_1q^2)和一段(k_1q^3),白垩系下统凳楼库组(k_1d)与营城组(k_1yc),沙河子组(k_1sh)。录井解释结果显示主要有三个油气显示段。分别位于 k_1q^1～k_1d(2077.5～2102 米)、k_1yc(下部 2765～2815.5 米)和 k_1sh(3139～3150 米)。岩性主要为砂岩(包括粗砂岩,细砂岩)及砂砾岩与少量泥岩。

油气化探分析解释结果提出,在分析的 73 个样品中存在四个油气显示段,分别位于 1721～2212 米、2440～2484 米、2617～2831 米和 3055～3165 米。油气显示段之间主要为干层,其中 3165 米以下的底部为主要的干层。

2. 研究方法

共采集 73 个分析样品,其中油气显示层样品 20 个,干层样品 53 个。首先测量岩石的磁性参量,包括常规磁化率(k)与磁滞回线及其参量:饱和磁化强度(J_s)、饱和等温剩余磁化强度(SIRM)和内禀矫顽力(H_c)。这些磁性参量主要反映了岩石的磁性成分、磁性强度、磁性状态及结构。然后选择具有典型磁性变异特征样品进行矿物学分析。包括重矿物分离与磁性矿物颗粒显微分析,获取岩石中主要含铁矿物成分、含量。

3. 结果

(1)油气显示井岩石的磁性与地球化学成分测量结果表明,含烃岩石中烃类的蚀变作用导致岩石磁性强度明显增加,而矫顽力减小。岩石存在高强度、中等强度和低缓背景三类磁性异常结构特征。前者主要位于底部干层与浅部油气显示层,中等强度主要位于中段的油气显示层,而低缓的背景则分布整个取样区间。

(2)矿物分析表明,岩石中主要含有磁铁矿、赤铁矿、磁赤铁矿、菱铁矿和黄铁矿五种类型的磁性矿物。其中赤铁矿与黄铁矿分布于整个取样区间。磁铁矿主要位于底部强磁性区间的干层,磁赤铁矿主要位于中段和浅部油气显示层,是中等强度磁性异常的载体。而低缓背景磁性的载体主要为赤铁矿和黄铁矿。

(3)岩石磁学、地球化学及矿物学三者之间的相互关系提出,烃类蚀变作用主要形成了含量低,磁性偏软的磁赤铁矿,它是原地赤铁矿及部分黄铁矿反应的产物。由此作者提出,油气藏中烃类蚀变作用不仅发生在油气藏上方,而为油气藏赋存的三维空间,是“烟筒效应”全空间形成过程的重要组成部分。

本文为国家自然科学基金项目(49874026,49374216)成果。

地球介质中慢速波至观测方法的思考

於文辉　张丽琴　王家映
（中国地质大学地球物理系，武汉，430074）

自从 Plona 利用人工砂岩观测到慢 P 波以来，为什么不能够在地球介质中观测到慢 P 波一直是人们理论研究的热点问题之一。Klimenatos 与 McCann 从岩石的纯度角度研究了泥质含量对慢 P 波衰减的影响（KM 关系），Nur 等人从微裂缝角度研究了局部流动（喷流）对慢 P 波衰减的影响。前人的大量研究表明：地球介质中观测慢速波至是非常困难的。作者经过多年研究证明：合适条件下，地球介质中能够观测到慢速波至。

Biot 关于双相介质中弹性波传播理论的前提是流体处于静止状态，不考虑介质内部应力异常动态分布对流体的作用。但是地球介质内部应力是不均匀分布。在地震孕育区，构造应力集中形成正应力异常；因长期开采，油田地区形成负应力异常。在地应力作用下，地层内的流体向低应力方向渗流，孔隙压力由高向低传递。Biot 慢波的形成机理是饱和多孔介质受动态应力作用时，流体相对于固体骨架产生相对运动，并且这种运动服从 Darcy 定律。Darcy 定律要求流体渗流服从层流定律，它的应用下限是：地层应力异常必须大于粘滞阻力与吸附层阻力之和。取渗透率为 1mD，渗流速度为 1μm/s，20℃ 时水的粘滞系数为 0.01Pa・s，则粘滞阻力梯度为 1bar/cm。加上多孔介质低速渗流物理化学效应产生的吸附层阻力，则这二种阻力的合力梯度大于 1bar/cm。尽管孔隙流体的粘滞耗散机理、微观裂缝产生的局部流动（喷流）机理、泥质含量（从孔隙粗糙度角度讨论）等是制约慢波研究进展的主要因素，但是，从运动机理的角度思考，这些因素都可以与吸附层阻力合并讨论。如果孔隙流体能够克服上述四种阻力产生的合力，我们就能够在地球介质中观测到慢速波至。对人工地震来说，当离开震源二个波长时，地震波产生的应变小于 10^{-6}，相应的应力变化小于 0.1MPa。取表层速度为 1500m/s，频率为 50Hz，10^{-6} 应变相应于离开震源 60m 处。当距离大于 120m，若没有孔隙压力传递或孔隙压力传递微弱，此时孔隙流体所受应力小于孔隙流体在地下结构中的阻力，流体与固体之间不能产生相对运动。如果某个地区的孔隙流体已处于运动之中，在该区进行人工地震，可能在孔隙地层中产生慢波。正在采油的油田地区，钻井附近地层经过大规模压裂改造，孔隙率较高，孔隙压力向井口方向传递，渗流运动已经存在。在钻井周围区域内，孔隙流体渗流服从 Darcy 定律，在孔隙压力传递方向进行人工地震，可能观测到慢速波至。按照这种观点及理论分析，只能在孔隙流体处于运动的地层附近观测到慢速波至。Frank A. Boyle 等人理论上研究了超临界角观测慢波问题，Kelder 等人在超声波实验室利用粗粒砂岩从 5°～50°范围内观测到慢速波至，我们利用人工砂岩从 5°～70°的范围内观测到慢速波至。Snell 定律也表明慢速波至不存在临界角，即在合适的条件下，零偏 VSP 与非零偏 VSP 都能够观测慢速波至；井间地震更适宜慢速波至的观测。

理论分析及超声波试验表明：在相同的频带范围内，快 P 波能量集中在低频区，慢 P 波能量主要集中在高频区。所以在野外实际工作中，应尽量拓展激发信号的高频成分，以利孔隙地层或裂隙地层产生慢速波至。

我们在中国三个不同地区 VSP 工作中都观测到慢速波至，证明上述思想是正确的。

用生产测井资料求储层剩余油饱和度的方法

谢进庄　谢荣华　　　　吴锡令

(大庆油田测试技术服务分公司,大庆,163453)　　(石油大学,北京,102200)

大庆油田长期注水,油层大多数已水淹,弄清油层水淹程度,确定储层剩余饱和度,搞清剩余油在纵向、横向和平面上的分布,是高含水期油田"稳油控水"的基础。生产测井技术可以监测水驱油田的动态变化,确定每个储层产油、产水情况,确定油层的含油饱和度。

产出剖面测井施工简单,测井费用低廉,又不影响油井正常生产,是油田开发过程中普遍采用的测井技术,能较好地确定储层产油、产水情况。在套管井中,碳氧比测井仪可以直接测量到油层的含油饱和度,而且它不受地层水矿化度的影响。本文综合利用生产井的产出剖面测井资料和碳氧比测井资料求油层的含油饱和度,确定开发区块油层的剩余油分布。

在水驱油藏产层注采系统趋于平衡时,油井处于稳定生产期,在这种情况下,应用径向流达西定律可以得到以下公式:

$$\frac{k_{ro}}{k_{rw}}=\frac{(1-F_w)\mu_0}{F_w\mu_w} \tag{1}$$

式中 k_{ro},k_{rw}分别为油、水相对渗透率;μ_0,μ_w 分别为油、水粘度,通过实验可以确定;F_w 为储层的产水率,可用持水率计测量,通过持水率与产水率的关系求得。

油、水相对渗透率与流体饱和度的关系采用以下经验公式:

$$Kro=\left(\frac{1-S_W-S_{or}}{1-S_{wi}-S_{or}}\right)^m,Krw=\left(\frac{S_W-S_{or}}{1-S_{wi}-S_{wi}}\right)^n \tag{2}$$

由(2)可以推得以下公式:

$$\lg\frac{K_{ro}}{K_{rw}}=m\lg(A-S_W)-n\lg(S_W-B)+C \tag{3}$$

式中 $A=1-S_{or}$,S_{or}为残余饱和度。$B=S_{wi}$,S_{wi}为束缚水饱和度。S_{or},S_{wi}可由裸眼井中的常规测井资料求得,m,n 是地区阿尔奇经验参数。k_{ro}/k_{rw}可由产出剖面测井资料通过(1)求得,S_W 由碳氧比测井资料求得。通过多远线性回归可求出系数 m,n,c,然后由产出剖面测井资料,代入公式(1)和(3)式,可以得到储层的含水饱和度值,由 $S_0=1-S_W$ 得到储层的含油饱和度值。

该方法对开发区块有产出剖面测井资料和碳氧比测井资料是可行的,克服了岩芯分析资料少的缺陷。由于钻井取芯费用昂贵,取芯时间长,一个开发区块中取芯井少,即使有一口取芯井,不可能对每个产层都做油、水相对渗透率与流体饱和度关系曲线,更不能用一口井的油、水相对渗透率曲线代替一个区块的所有产层的油、水相对渗透率曲线,这样会带来较大的误差。另外,由于每个产层的沉积年代和沉积环境不同,其公式(2)的 m,n 的值是不同的,即使同一储层,由于储层的非均质性,不同井的同一产层的 m,n 的值也不一样,公式(3)比公式(2)求出的油、水相对渗透率的比值要准确,精度要高。在同一口井中既进行碳氧比测井又进行产出剖面测井是可行的,而且费用比钻一口取芯井低廉多,可以在研究区块中对很多生产井进行碳氧比和产出剖面测井,对多口井的测井资料进行处理回归得出该区块的经验公式(3)式。

本文介绍的用生产测井资料求储层剩余油饱和度的方法是可行的。由已知生产井各油层的含油饱和度,通过克立格预测方法可得到研究区块各储层的剩余饱和度分布图,从而确定该区块剩余油分布的密集区,为油田进一步调整开发,充分挖潜剩余油提供依据。

油层定量识别与评价技术

李彦民　李艳丽　楚泽涵

（石油大学，北京，102200）

目前，综合录井仪、地化热解色谱技术、气相色谱技术、PK 仪分析技术、CO_2 红外线检测技术、LYC 荧光定量评价技术、岩心扫描分析技术等的开发应用以及与测井资料的综合，为开展油气层定量评价提供了技术手段；同时，油气层综合解释系统平台和对原始数据采集资料的环境影响因素校正研究等基础工作，为开展油气水层综合解释定量识别与评价提供了技术保证。以地化录井技术、PK 仪分析技术和测井资料相结合，经过分析研究，确定孔隙度、含油饱和度、束缚水饱和度、有效厚度等 15 项定量参数，确定产层下限值的求取方法，建立油水层定量识别方法；以油井动态产能评价方法和单井地质储量评价方法研究思路入手，结合录井、测井资料的特点，确定油层静态产能评价方法，并建立油层的产能评价图版，油层与差油层的区分标准以及油层试油压裂选层设计标准。定量评价参数是进行油气水层定量解释及产能评价的基础。

1. 地化热解参数的求取

(1)单位体积岩石中含油气总量 S_T 的计算：$S_T=S_0+S_1+S_2+10RC/0.9$

(2)原油轻重组份指数 PS 的计算：应用热解分析得到 S_1 值表示为轻质组份的含量，S_2 值表示为重质组份的含量。$P_S=S_1/S_2$ 应用 PS 指数可以判断储层的原油性质。

(3)HPI 的计算：$HPI=S_2/(S_0+S_1+S_2)$

HPI 越大，原油中重质烃类、胶质及沥青质的含量就越多，表明原油越重。

2. 孔隙度的求取

(1)PK 仪分析求取孔隙度：$\Phi_{样}=\Phi_{标}(S_{样}/S_{标})\times(V_{标}/V_{样})$

其中 $S_{样}$ 是通过脉冲核磁共振谱仪，采用自旋回波方法测得的。分析表明，岩石孔隙中的氢原子核的驰豫时间与孔隙度有关，孔隙度越大，驰豫时间越短。应用该方法测得的孔隙度为总孔隙度，其与岩心分析孔隙度存在着一定偏差，需要经过校正。

(2)热解法计算孔隙度：$\Phi=(V_{流}/V_{岩})\times100\%=((V_{岩}-V_{骨})/V岩)\times100\%$

$$=(1-W_{骨}/\rho_{骨}\times\rho_{岩}/W_{岩})\times100\%$$

通常应用的是有效孔隙 Φ_e。通过热解法得出孔隙度比总孔隙度小 20～25%。干岩样由于水和轻质油部分挥发致使岩样质量减小，导致热解前后岩样差值较低，所以计算得到的总孔隙度偏小，因而可以不加以校正，对于湿样将计算的孔隙度乘以 0.8 系数换算成有效孔隙度。

$$\Phi_e=\{1-(\rho_{岩}/\rho_{骨})\times(W_{后}/W_{前})\}\times0.8\times100\%$$

(3)目前应用测井资料计算孔隙度主要有两种方法：①三孔隙度测井组合法，三孔隙度测井组合解联立方程，解释石英、方解石、白云岩三矿物纯岩石的岩性和孔隙度。可根据矿物的骨架参数，写出含水纯岩石的体积模型方程组。②应用密度测井资料计算孔隙度，对于岩性较纯，井眼较规则的条件下，可较准确的求取有效孔隙度。$\Phi e=(\rho ma-DEN)/(\rho ma-\rho f)$

3. 应用效果　应用油水层定量解释方法和静态产能评价方法解释葡西地区新井 14 口井，对未试油的井复查 9 口井，试油 13 口井。符合率达 93.9%。

4. 结论　录井新技术的开发应用，以及与测井资料的结合为油层定量评价提供了必要的技术条件，根据录井、测井资料的综合可以得到较准确的定量识别评价参数，不但为定量评价提供了保证，而且为试油进行动态产能预测提供了准确的参数。建议开展气层及水层的定量识别和产能评价工作，为天然气勘探，寻找地热资源做出贡献。

遗传最优化测井解释方法及应用研究

潘保芝 闫桂京

（吉林大学，130026）

最优化技术是当代测井解释中通用的有效方法。传统的寻优技术多为局部优化算法，且过多的依赖初始点的选取，这使得该技术的发展受到限制。遗传算法为一种隐并行全局最优随机搜索算法，初始点值自动随机形成，寻优速度快，很好的克服了传统寻优技术的缺陷。因此，将遗传算法引入到测井解释中是很有意义的。本文简单介绍这一技术的方法原理和作者编制的遗传最优化测井解释软件GAOTLP，以及该软件在松辽盆地北部致密砂砾岩储层中的应用及效果。

1. 方法原理

用遗传算法进行最优化测井解释是根据地球物理中广义反演理论，以经过环境校正的实际测井曲线为基础，采用适当解释模型建立起各种测井响应方程，根据地质经验建立最优化目标函数，通过合理选择区域性解释参数，将待求储层参数编码形成初始种群，反算出相应的理论测井值，并将它与实际测井值比较，用遗传算法不断调整种群，使计算的理论测井值充分接近实际测井值，从而获得充分反映实际地层的储层参数值。

2. 遗传算法最优化测井解释软件(GAOTLP)简介

GAOTLP程序是对根据多矿物解释模型和加权最小二乘法原理建立的目标函数，采用遗传算法，定量计算地层的储层参数及多达6种矿物成分的相对体积，来对复杂岩性储层进行油气水分析与地层评价。解释过程为：第一步：输入区域性解释参数值及遗传算法本身所要求的各初始化参数；第二步：读入一个采样点的测井值，随机产生含N个个体的初始种群；第三步：计算每个个体的适应度值，并以此判定是否找到最优解，如果找到最优解，则转入第五步，否则，继续下面各步运算。第四步：进行遗传操作，形成新的种群，转到第三步；第五步：判定所有采样点是否处理完毕，若未处理完毕则转第二步。程序中采用的适值函数为：$F(X)=C-f(x,a)$，式中$f(x,a)$为待求储层参数向量x和实际测井参数向量a的函数，C为给定的常数。GAOTLP程序的输出主要有泥质含量、含水饱和度、孔隙度、渗透率及骨架矿物体积、根据求取的储层参数重建的理论曲线。GAOTLP程序对传统遗传算法进行了改进，通过动态调整参数范围来加速寻优速度，通过加入小扰动来增强算法全局收敛性。

3. 应用实例

作者用GAOTLP程序对松辽盆地北部登娄库组多个致密砂砾岩储层进行了资料处理，得到的储层参数及油气显示情况与录井及岩心分析资料很好的吻合。

4. 结论

①遗传最优化算法与常规最优化方法相比，具有原理简单、实现简便、不易陷入局部最小，运算速度较快、可有效的解决非线性大数据量的复杂问题的特点。②遗传算法应用的关键问题是如何将具体问题抽象为数学问题，并根据具体的问题采用正确的编码方法和恰当的适值函数，一般来说，对于常见的一些问题，采用二进制位中编码就足够了。确定适值函数时，一定要注意适值要非负。③算法运行控制参数及测井解释参数的确定对该技术的应用效果影响很大。算法运行控制参数应通过试验来确定，而测井解释参数的选择应通过多种方法比较确定。④尽管该技术具有隐并行性的特点，但对于大数据量的测井资料和非并行机来说，提高运算速度是非常必要的。本研究受国家自然科学基金和大庆石油管理局联合资助(49894190—42)；国土资源部百名跨世纪人才计划赞助(9804)。

利用流动单元计算高含水油田渗透率

魏 斌[1,2]

（1. 清华大学工程力学系，北京，100080；2. 辽河石油勘探局测井公司，辽宁盘锦，124011）

本文提出利用储层流体流动单元流动带指标反算渗透率的方法，并应用于辽河油田欢26断块高含水油田的储层评价中，取得了良好的地质应用效果

1. 储层流动单元概念和分类

(1)储层流动单元概念 流动单元是一个垂向上和横向上连续的储集带。在该带内，各部位的岩性特点相似，影响流体流动的岩石物性特征也相似。一个储集体可划分为若干个岩性/岩石物理性质各异的流动单元块体。在块体内部，影响流体流动的地质参数相似，块体间表现了岩性和岩石物理性质的差异。影响流体流动的参数主要是孔喉几何分布特征。据Kozeny—carman公式可有 $\log(RQI)=\log(\Phi_Z)+\log(FZI)$ (1)

其中，$RQI=\sqrt{\frac{K}{\Phi}}$，$FZI=\frac{1}{\sqrt{F_S\tau s_{gv}}}$，$\Phi_Z=\Phi_e/(1-\Phi_e)$

FZI为流动带指标(Fluid Zone Index)，RQI是油藏品质指数(Reservoir Quality Index)，Φ_z为孔隙体积与颗粒体积之比，而K是渗透率(μm^2)，Φ_e是有效孔隙度，$Fs\tau^2$为Kozeny常数，可从5变化到100，S_{gv}是单位颗粒体积比表面(μm^{-1})。

(1)式表明在RQI和Φ_z的双对数坐标图上，具有近FZI值的样品将落在一条斜率为1的直线上，具有不同FZI值的样品将落在一组平行直线上。而同一直线上的样品具有相似的孔喉特征，从而构成一个水力流动单元。

(2)用测井资料预测流动单元 要在未取心井中预测流动单元，就应该建立测井曲线与流动单元的关系。根据汤姆公式和Waxman—Smits模型，可以推导出：

$$\sqrt{\frac{K}{\Phi}} = \sqrt{0.136}\Phi^{3.7}\{\frac{aR_W}{2}[\frac{-BQ_V}{F^*}+\sqrt{(\frac{BQ_V}{F^*})^2+\frac{4}{F^*R_WR_t}}]\}_{irr}^{-1} = RQI \quad (2)$$

由此可见，流动单元是地层孔隙度Φ、地层电阻率R_t、地层水电阻率R_w、阳离子交换量Q_v和地层因素F^*等因素的函数。但在高含水开发区块，地层混合液电阻率是难以求准的。直接用上式计算流动单元是十分困难的。通过6口取心井测井曲线与FZI的相关对比分析，利用多元回归的方法建立FZI的关系式。即有：FZI=f(RT,RE,SP,AC)

2. 利用流动单元反算渗透率

(1)渗透率计算 利用岩心分析数据和取心井测井资料建立起计算FZI的模型之后，即可利用FZI计算高含水油田储层渗透率。

把FZI代入(1)式有：

$$\sqrt{\frac{K}{\Phi_e}} = \frac{\Phi_e}{1-\Phi_e}\cdot\frac{1}{\sqrt{F_S\tau S_{gv}}} = \frac{\Phi_e}{1-\Phi_e}\cdot FZI \quad (3)$$

该式两边平方并乘以Φ_e，有：

$$K=(FZI)^2\cdot\frac{\Phi_e^3}{(1-\Phi_e)^2} \quad (4)$$

(4)式即是利用FZI反算渗透率的模型。其中，孔隙度可由声波时差求得。

(2)应用实例 实际资料表明，辽河油田欢26断块兴隆台油层组砂岩的孔隙度与渗透率的相关性较差，而且渗透率变化范围大，用常规的单因素解释方法很难达到理想的精度。从本方法的计算结果来看，计算的渗透率值与岩心分析数据吻合良好，其相对误差为21.6%。效果是令人满意的。表明利用FZI来预测渗透率是准确而又可靠的。

基于 MATLAB 神经网络工具箱对测井储层的预测评价

高志亮[1] 陈 石[2]

(1 清华大学,北京,100084;2 长安大学,西安,710054)

油气测井的主要目的是预测储层。近年来人们纷纷引入了人工神经网络(Artificial Neural Network,缩写为 ANN)技术预测储层,或者说是 ANN 方法对测井储层的评价。

1. MATLAB 神经网络工具箱(MNNTO)

MATLAB(Material Laboratory)语言由 Math Works 公司开发,是一种应用于数学计算及计算结果可视化处理的软件。它将数值计算、矩阵计算、函数图形生成与处理、控制系统仿真等诸多强大的功能集成在一个便于用户使用的交互式环境中,为学习者解题、推导公式、科研及设计提供了一个易学、易用、高效的工具。特别令人惊喜的是 MATLAB 具有诸多的工具箱,其中人工神经网络工具箱属优化类较为成熟的工具箱之一。

对基于 MATLAB 神经网络工具箱进行测井反演,主要是熟练调用 BP 网络函数。如 initff 和 simuff 是用来初始化和仿真不超过三层的前向网络函数,trainbpx 是用来训练 BP 的函数等,MATLAB 系统提供了非常丰富的函数,具有充分的扩展功能,完全可以解决如测井储层预测评价这样的一类问题。

2. MATLAB 神经网络工具箱对含油层的识别

针对 MATLAB 神经网络工具箱强大的功能,我们选取了陕北某地已开采的油井铭 X_1 井测井参数为样本集,该井目的层为三叠系长 6 油层组,在其 1817.1～1844.0m 段共发现油层、油水同层、含油水层、水层和干层 5 种类型。经石油工作者对含油层进行高能射孔后,可获得初产 15t/d 的工业油流,以此井测井数据的训练样本集对 BP 网络训练。同时在铭 X_1 井的 0.5km 处又完钻了铭 X_2 井。其目的层也是三叠系的长 6 油层组,我们将该油井的测井数据输入到已训练好的 BP 网络中进行分类识别,可获得满意的解估计。

3. MATLAB 神经网络工具箱对油气测井反演的特点

(1)使用 MATLAB 神经网络工具箱可省略系统的建模过程,ANN 本身就是非线性算法模型,而且通过初始化可自然生成权值和阈值。其初始化的基本语句是:

[W1,b1,w2,b2]=initff(X,P′,tansig′,Y′,purelin′);

其中 X 为输入向量,这里取 SP(自然电位)等 7 个参数,P 为隐层神经元个数,其传递函数是 tansig,Y 为输出向量,代表含油层等 5 种输出类型,purelin 为线性传递函数。这里需要强调的是初始化时要特别注意输入向量 X 应该包含所有的输入值中的最大值和最小值,这样才能保证得到最佳的初始值。

(2)ANN 训练即自动建模时系统收敛速度只与 NN 本身结构和学习算法有关。在利用 BP 算法对网络进行学习的过程中,经常要计算反向传播误差的导数,这里只要用 deltalin、deltatan 可方便地完成运算。此外,函数 leambp 可计算网络权值和阈值的修正值。并且我们通过 trainbpx 函数可对 BP 网络进行训练。

(3)从已知到未知,即选取同一区域内已开采的油井储层测井参数作为样本集进行训练,来预测未开采油井储层,MNNTO 是完全可以胜任的,但样本集的选取和训练是非常关键的一步。

(4)通过实例的验证,MATLAB 神经网络工具箱具有非常强大的功能,针对实际问题只要编写一个非常简单的 M 文件,调用合适的函数就可以完成模式识别或分类运算,对油气测井储层评价只要选择良好的样本集,就会得出满意的解估计。

低阻油层的成因及其流体类型识别

魏 斌[1,2]、陈学义[2]

（1. 清华大学工程力学系，北京，100080；2. 辽河石油勘探局测井公司，辽宁盘锦，124011）

1. 前言

低电阻率油层是指电阻增大率低于 2 的油层。本文应用岩心物理实验和试油刻度测井相结合的方法，分析低电阻率储层的成因并识别低电阻率油层。在辽河油田取得了明显的地质效果。在提出的 25 口试油井中，对 12 口井进行试采油，其中 11 口井产油气，符合率高达 91.7%，复活了关井 10～15 年的井 6 口和停产 5～9 年的井 3 口，增产原油 4739t，天然气 $405\times10^4m^3$，新增石油地质储量 142×10^4t。

2. 低电阻率油层的成因

(1)泥浆侵入对电阻率的影响 泥浆滤液侵入油气层是一个复杂的物理过程，它涉及泥浆滤失性质、井内泥浆柱与地层的压力差、油水相渗透率、泥浆滤液与地层水的密度差与矿化度差（形成对流与扩散）以及泥浆浸泡油气层的时间等因素。当泥浆矿化度远低于或远高于地层水时，在泥浆浸泡不同时刻，油气层与水层的径向侵入剖面电性特征有明显差别。海水泥浆浸泡高孔高渗油层 1 周后，深侧向测井电阻率可降到油层电阻率的 1/3—1/2，如此严重的影响远比人们通常的感性认识要大得多。

(2)低幅度构造对电阻率的影响 油气在圈闭内运移及聚集的进程，是毛管力与油水密度差影响油柱重力的平衡过程。因此，油藏中油层距自由水平面越高，则毛管压力越大，相应的含油饱和度越高。在相同高度，油水密度差越大，储层物性越好，则含油饱和度越高。

(3)储层物性对电阻率的影响 这里所指的物性变化主要是指储层中泥质含量的多少。泥质含量增加导致电阻率降低的主要原因是泥质颗粒增大了岩石比面，由此导致了粘土束缚水或毛管束缚水饱和度的增大。利用 49 个试油（水）层的产液性质刻度测井的 $R_t\times\Phi$ 图中可以看出多数储层遵循着 $R_t\times\Phi$ 越高，则 S_o 越高，产液含水率越低的规律，然而确有 13 个低阻油层（占低阻油层总数的 26.5%）产无水油，这些低阻油层的 S_o 变化范围可在 37%～52%之间。

3. 应用实例

根据多井电阻率的反演、侵入半径的反演和用多井试油排液（游离水＋浮化水）计算的侵入半径，建立了海水泥浆侵入高孔高渗储层的解释图版。锦 24 井，用盐水泥浆钻井 1978 年 6 月完井，1986 年关井。精细解释在沙一段发现厚度为 2.8m 的层状油层。其泥浆电阻率为 0.2Ω・m(25℃)，地层孔隙度 20%，渗透率 $0.32\mu m^2$。浸泡时间长达 45 天，液柱压力大于地层压力 4.4MPa。测井时电阻率 15Ω・m，侵入反演求得电阻率 90Ω・m。反演侵入半径为 2.1m，而深侧向的探侧半径在 2.0m 左右，表明深侧向探测的介质全部为侵入带。98 年 2 月射孔，到 98 年 12 月，累计产油 127t，累计产气 $42\times10^4m^3$。

锦 15—226 井 1982 年 4 月完井，7 月试油产水后关井。精细解释在沙一段发现低幅度油藏，油层井段 13.8m，解释油层 5 层 5.8m。R_{LLD}仅为 3～9Ω・m，但 AC、SP 反映储层为高孔高渗，岩性较细，为长石油浸细砂岩和油浸粗粉砂岩，低幅度油藏形成了低含油饱和度，故不存在无水采油期。1997 年 10 月射孔，初期产油 18t/d，水 $4m^3/d$，累计产油 1354t、水 $725m^3$。

4. 结论

(1)根据岩心实验分析及试油刻度测井，低阻油层的成因有：①泥浆侵入尤其是海水泥浆侵入驱替井周的油气形成的低阻油层；②低幅度构造形成的低阻油层；③岩石中双组孔隙（渗流孔隙与微孔隙）系统并存、或层状泥质及高含蒙脱石的附加导电形成的低阻油层。

(2)泥浆侵入储层可用及时测井和时间推移测井识别油层。低幅度构造、双组孔隙系统、粘土附加导电形成的低阻油层，除了准确的地层测试测压或取样外，其它测井很难识别此类油层，因此，深入研究诸如侵入校正、电阻率反演等解释方法，有效地识别低阻油层，仍是今后测井解释研究的课题之一。

考虑润湿性的砂岩导电机理研究

刘堂宴　傅容珊

（中国科技大学地球和科学空间系，合肥，230026）

众所周知，研究岩石导电的经典阿尔奇公式 $I=b/S_w^n$，在双对数坐标中其关系是直线。可以证明，对于直线形的孔隙喉道和平直的油柱表面，公式中的 n=1，因此，阿尔奇公式中的 n 值实际上反映了孔喉弯曲和注油后使导电路径变得曲折的程度，笼统称为饱和度指数。

本研究从砂岩岩石的润湿性出发，考虑油珠表面的分布形状，给出了阿尔奇公式的精细形式。例如，在亲水岩石中，岩石电阻率的计算公式如下：

$$Rtw = Rw * (2\int_0^{x11} \frac{1}{g^b 11^{nt}} + \frac{(1-2^* x11)}{fm^{nt}}$$

$$gb11=c_{o1}{}^*\Phi(1-a^*f(x)),gb1=c_{o1}{}^*\Phi(1-s_0),$$

$$X11=\begin{cases} f^{-1}(x) & gb1<=fm \\ 0.5 & \text{其它} \end{cases}$$

公式中 fm 表示油珠接触岩石孔隙内壁后，油珠和孔隙内壁之间的水膜厚度。X11 是在水膜形成时，$f^{-1}(x)$ 对应的横坐标。如果不考虑水膜，且认为油珠和孔隙为平直表面时，取 f(x)=1，即为经典的阿尔奇公式。但根据岩石电镜观察的照片资料，油珠表面的分布是凸凹不平的，所以，可以考虑用正弦曲线等函数形式模拟油珠的表面。在上面的 Rt 公式中，当 gbl>fm 时，其物理意义是在油珠的顶部不和孔隙表面接触，此时导电路径由没有被油珠占据的那一部分孔隙和水膜组成。在岩石模型中，对岩石的导电面积积分，并在积分结果中引入 nt 系数，即可得出上面的公式。应该指出的是，此处的 nt 的含义和经典阿尔奇公式中的 n 有细微的差别，即 Rt 公式中使用了 f(x) 描述油珠的弯曲形式，所以，此处的 nt 只是单纯的反映孔喉弯曲对导电性的影响。当 gbl<=fm 时，油珠开始接近孔喉表面，由于岩石的水润湿性，油珠和岩石孔喉之间将形成水膜。此时岩石电阻由弯曲油珠部分孔隙电阻和水膜部分的电阻串连而成。在亲油的岩石中，由于没有水膜，可以认为 fm=0，gb1>0 时，其电阻和亲水岩石的计算公式一样；当 gbl<=0 时，即油珠在三维空间中与孔隙表面出现连续接触，据此可以认为这个孔隙完全没有了导电能力。按照这一推论，只要孔隙中的含油饱和度足够大，油珠将完全堵塞所有的孔喉，使岩石的电阻率达到一个相当大数值。岩石的润湿性分析数据和油藏形成的机理均证明，在真实的地层中，极少有完全亲油的岩石，所以，砂岩中应该很难出现极大的电阻率。实际的测井数据已经证实，砂岩中确实极少出现高电阻率，这一事实也证实了以上 Rt 公式的合理性。

设 f(x)=d * sin(ax+b)，在具有粗，中，细 3 个孔喉的岩石模型中，我们研究了亲水岩石，亲油岩石和经典阿尔奇公式的 $I-S_w^n$ 关系。计算结果表明，取 I=4，计算的含水饱和度分别为 58%，58 和 50%。即对于同样的电阻率，应用经典阿尔奇公式计算的含水饱和度偏低了 8%左右。与实验室的测量数据对比表明，在部分测量数据中，的确有这种弯曲的 $I-S_w$ 关系。油田在实际计算含有饱和度时，使用基本是应用经典公式。所以，如果不对计算误差加以修正，有可能将水层误解释油层，在射孔施工中会增加不必要的施工成本。

在同样的含水饱和度条件下，电阻率之间的数值关系依次为亲油岩石>亲水岩石>经典公式。按岩石的导电机理解释，当含油饱和度逐渐增加时，孔喉中的油珠逐渐变大，含油饱和度达到一定数值后，亲油岩石中的油珠首先完全堵塞较细的孔喉，岩石的导电性主要体现在没有堵塞的较大孔隙上；而在亲水岩石中，由于水膜的存在，含油饱和度增加后，油珠并不能完全堵塞较细孔喉，所以，亲水岩石的电阻率由较细孔喉中的水膜电阻和较大孔喉中孔隙电阻并联而成。即，在同样的含油饱和度下，亲水岩石的电阻小于亲油岩石。

本研究由国家自然科学基金(49874024)资助。

径向电阻率差异法识别复杂岩性油水层技术研究

汪光丽　潘书民　王伟男　张焕耀

1. 引言

目前,电阻率测井仍然是判别油气水层的主要方法之一,然而对于岩性较复杂的地区,由于孔隙度、泥质含量等参数的误差较大,致使判断油水层的符合率降低。径向电阻率差异法是一种较早的定性解释方法,但由于探测较深的电阻率测井方法往往分层能力较差,因而难以与其它探测深度较浅而分层能力较强的电阻率测井方法有效地匹配成一套完善的电阻率测井系列,因而应用效果较差。

2 兆相位电阻率测井仪是由大庆测井公司 1995 年研制成功的,该方法的探测深度接近于深感应测井。2 兆相位电阻率测井曲线反演技术不但可以将相位差曲线转换为电阻率曲线,而且还可以消除井眼和围岩的影响、提高测井曲线的分层能力。反演结果表明,对于简单地层,反演效果很好,95%以上的地层相对误差≤10%;对于复杂地层,反演效果较好,90%以上的地层相对误差≤10%。

因此可将 2 兆相位电阻率测井做为深探测电阻率测井方法与微球和深侧向测井组成分层能力较强且探测深度又较深的新电阻率测井系列用以定性识别油水层。

2. 地质应用

大庆西部探区地层岩性非常复杂,判断油水层的难度较大。采用径向电阻率差异法定性解释技术在该地区见到了明显的地质效果。

(1)识别油层　对于地层水电阻率较低的西部探区油层往往显示为低侵特征。典型的低侵特征在三种电阻率曲线上的反映应该是:2 兆相位电阻率值最高,微球电阻率曲线值最低,而双侧向电阻率曲线值则介于中间。然而,由于微球形聚焦测井曲线值往往偏高,所以对于这类地层一般显示为:2 兆相位电阻率测井曲线值与双侧向测井曲线值相当或高于双侧向测井曲线值。

(2)识别水层　与油层相反,水层往往显示为高侵特征。即在三种电阻率曲线上的反映是:2 兆相位电阻率值最低,微球电阻率曲线值最高,而双侧向电阻率曲线值则介于中间。如大庆某井 58 号层,该层上部岩性较致密,而下部明显反映出高侵特征,是水层的显示。该井试油结果为:日产水 0.44 方。

(3)识别油水同层　油水同层往往也显示为高侵特征。但与水层相比,2 兆相位电阻率曲线与双侧向电阻率曲线之间的差异要小一些。如大庆某井的 51 和 52 号层,两层合试为:日产油 2.88 吨、水 8.46 方。

(4)识别差油层　在电阻率测井曲线上,差油层的反映与油水同层是类似的。对于这类地层的识别主要根据地层的岩性。若地层的泥质含量较大、有效孔隙度较低,则为差油层。

3. 结论

对于岩性较为复杂的地区,由于孔隙度、泥质含量等参数的误差较大,致使定量判断油水层的符合率降低。将 2 兆相位电阻率测井方法与 CSU 的深双侧向和微球形聚焦组合在一起,可构成一个新的高分辨深探测电阻率测井系列。通过新电阻率测井系列测井曲线的径向差异可有效地定性地识别油气水层。

实验室岩心测量与测井曲线的匹配

张元中 李剑浩 陈国华 昌庆珍 楚泽涵
(大庆测井公司,大庆,163412) (石油大学,北京,102200)

在岩石物理学研究中,常用的观测手段是井筒观测和实验室观测。井筒观测利用测井方法采集地层数据,对测井曲线进行分析;实验室观测利用岩心测量与岩心分析作为主要的手段。在当前的研究中,对声波测井与地震勘探数据之间的匹配研究较多,而对测井曲线与岩心测量之间的匹配则没有足够的重视。测井曲线与岩心测量之间的匹配主要与以下几个问题有关:

1. 数据采集的方式与方法

测井曲线与岩心测量在数据采集的方式上主要存在类型、规模、信噪比、分辨率四个方面的差别。类型:实验室常用的仪器有电阻率、声波、核磁共振测量等;测井曲线的类型相对较多,除包括实验室的方法以外,还包括放射性系列,井径,地温以及根据不同的探测深度和分辨率而设计的测井组合。规模:实验室数据采集的规模小,数据量小,种类单一,一般只能进行一维采集;而测井曲线数据采集规模全,数据量大,除常规的一维采集(纵向采集)以外,现在已经能够实现三维采集。信噪比:信噪比表示数据采集质量好坏的标准,因为数据采集的质量直接决定数据处理的效果,岩心测量的信噪比比测井曲线高得多。分辨率:分辨率是指观测的最小尺度范围,岩心测量的分辨率比测井曲线高。

此外,在数据采集方法上也存在差别,比如电阻率,实验室岩心测量所用的方法是电桥法、电极法,电法测井数据采集应用的方法是向地层施加人工电场,记录电流与电压;声波速度,岩心测量所用的方法是反射法、透射法;而声波测井记录井壁的滑行波等。

2. 观测尺度

观测尺度决定了数据采集样本空间的大小。实验室岩心测量所用的样品为有限尺寸的样品,观测尺度小,样本空间有限;测井曲线反映地层纵剖面的地层性质的变化,井筒观测尺度较大,样本空间相对较大。

观测尺度中一个重要问题是所用信号的频率,频率决定观测尺度。由于岩心测量为有限尺寸的样品,实验室观测所用信号的工作频率通常较高,能保证岩心测量有较高的分辨率和信噪比,而测井方法中所用的信号频率相对较低。信号频率不同,测量结果会随着频率而发生变化,岩石中会产生频散现象,在岩心测量与测井曲线匹配研究中,频散现象是一个重要的考虑因素。

3. 岩石的状态

井筒观测所研究的地层岩石所处的状态为高温、高压,处于地应力的状态之中,在多种物理场的综合作用之下,测井曲线反映的是岩石在地层中真实的状态;实验室中的岩心测量,在常温常压的环境中进行,岩石脱离了地层环境,改变了岩石的孔隙结构,影响了岩石的物理性质,即使在模拟地层环境的条件下进行岩心测量,也不能恢复岩石本来的地层状态,不能完全反映地层条件下岩石的物理性质。

测井曲线解释建立在实验室岩心测量的基础上,实验室岩心分析建立的岩石物理模型用于测井解释时,如果不考虑匹配问题,模型应用于测井解释时必然会出现偏差。测井曲线与实验室岩心测量各有优势,如果能够将两种方法加以综合利用,建立两种方法之间的匹配关系,能够提高测井解释的精度。

岩石"声电效应"研究中的几个问题

张元中　李剑浩　童茂松　　　　楚泽涵
（大庆测井公司，大庆，163412）　　（石油大学，北京，102200）

"声电效应"是指弹性波在岩石中激发的电磁场效应，而"震电效应"是指地震波在岩石中激发的电磁场效应，由于地震波的频带较窄（10～200Hz），而弹性波的频带较宽，包含地震波，因此将此类现象统称为声电效应，或声电转换。

1. 声电转换机理

声电效应在本质上是机械能转换为电能，是岩石中物理场相互作用时的一种能量转换过程，表现为电磁力的耦合与转换。在研究过程中，人们主要认识到两类声电效应，第一类是弹性波通过向地下供以稳恒直流电的电极时，弹性波引起电极附近介质的电阻率发生变化，称为电阻效应；第二类是弹性波通过地层时，离弹性场源不同距离之间存在电位差，称为流动电势效应。在目前声电效应理论解释中，一致认为弹性波在流体饱和的岩石中传播时导致了孔隙流体相对于固体骨架的流动，产生流动电势，在电性质、化学性质以及渗透性反差大的地层界面上产生转换电磁波。弹性波在孔隙流体与岩石骨架接触的界面上激发的动电效应或流动电势，产生流动电流是声电转换的主要机制，导致了机械能与电能之间的耦合与转换。

2. 声电转换效率

岩石中的声电转换是一种能量转换过程，因此存在能量转换效率问题。在理论和实验研究中，利用电声比或动电耦合系数来对岩石中的声电转换效率进行描述。岩石中的声电转换效率受到多种因素的影响，除与岩石本身的性质如孔隙度、渗透率、泥质含量，孔隙流体矿化度有关外，还与声源频率和功率有关。理论和实验研究表明，天然岩石中存在较低的声电转换效率，数量级在 10^{-4} 以下；即使在人造岩石中，转换效率也很低，转换电磁波的幅度较小。在地震波传播过程中记录到的转换电磁波信号弱，采集到数据的信噪比低。岩石中存在较低的声电转换效率，限制了声电转换的实际应用，通过理论与实验研究来提高岩石声电转换效率，是当前岩石声电转换研究中的一个重要问题。

3. 自然电位的影响

岩石中的声电转换过程，岩石孔隙流体中带电离子的运动有关。地层中存在自然电位，对岩石中转换电磁波的产生会有影响，在声电效应的研究中，不能忽略自然电位对转换电磁波的作用。在以前的研究中，没有考虑到自然电位的影响，因此不论从理论还是实验上都不能与实际情况相一致。岩石声电转换的过程中，自然电位对转换电磁波起负作用，即岩石中自然电位的存在，将阻碍转换电磁波的产生，在实际的数据采集中可以利用直流电场来对自然电位进行压制，以减少自然电位对转换电磁波的影响，从机理上来说，直流电场在岩石中不会产生转换的电磁波。此外，直流电场的作用于岩石，有助于增强带电离子的极化，能够减少机械能的损耗，能够提高声电转换效率，有利于转换电磁波的产生。

4. 应用前景

岩石中的声电转换与孔隙流体有关，将声电转换应用到矿产资源的勘探上，可以发展一种新的方法，探测与地层流体有关的性质。对于声电转换的实际应用，当前的研究主要集中在地震勘探领域，现有地震勘探的数据采集方式，不利于转换电磁波的记录，地震勘探的研究地质情况也较为复杂，可能的应用是将声电转换应用到井筒中，在井中进行声电转换数据采集或进行声电测井研究。岩石中的声电转换现象主要在孔隙流体与固体骨架的交界面上产生，因此声电转换与孔隙流体的性质和渗透率的关系较为密切，井中声电转换可以用来探测孔隙流体矿化度，解决地层的渗透率等问题。

基于回归M一估计的核磁测井数据反演方法

翁爱华 李舟波
(吉林大学地球探测与信息技术学院,130026)

核磁测井数据作弛豫(T_2)谱反演通常采用正则化方法。这种方法要求观测数据的误差服从Gauss分布。通过对已有的核磁测井观测数据采用正态概率分布曲线研究发现,有些数据的误差服从非Gauss分布,此时最小二乘方法给出的参数估计不正确,应该采用稳健的参数反演方法。回归M一估计(Regression M-Estimation)(RME)便是这样一种简单有效的稳健参数估计方法。

1.核磁测井数据弛豫谱反演

观测到的核磁测井弛豫信号M(t)与弛豫时间谱$P(T_2)$满足$M(t)=\int_{T_{2min}}^{T_{2max}} P(T_2)\cdot e^{\frac{t}{T_2}} dT_2$,其中$T_{2min}$,$T_{2max}$为弛豫信号能反映的最短与最长驰豫时间。离散化M(t)式并用最小二乘方法计算弛豫谱如下:

$$\min:\|y-Ax\|^2+\alpha^2\|Wx\|^2 \quad Ax=y \Leftrightarrow s.t. \quad x_i\geqslant 0 \tag{1}$$

A为M×N矩阵,且$A_{ij}=\exp(-t_i/T_{2j})$,$x_i=P(T_{2i})$,$y_i=M(t_i)$,α^2称为正则化因子,W是体积为K×N的模型约束条件矩阵,取决模型限制方式。

2.RME方法简单原理及其实现

为了用RME估计式(1)中未知参数x,可求解更为一般的极值优化问题:

$$\min:\sum_i \rho\left(\frac{y_i-A_i^Tx}{\sigma}\right) \tag{2}$$

这里函数ρ(x)称为损失函数,σ是比例参数。(2)式最优解满足如下的线性方程组:

$$\sum_i \Psi\left(\frac{y_i-A_i^Tx}{\sigma}\right)Ai=0 \tag{3}$$

其中$\Psi(r)=\rho'(r)$。选用合适的损失函数可压制非Gauss分布数据误差的影响。定义权函数$W(r)=\Psi(r)/r$,则与(3)式对应的优化问题可写成:

$$\min:\sum_i W_i^2r_i^2 \tag{4}$$

该优化问题与加权最小二乘相似,不同的数据误差对总误差影响不同,那些遵从Gauss分布的数据误差对总误差的贡献不受影响,而那些离群的数据误差对总误差的影响将受到压制,且偏离Gauss分布越远,受到的压制也就越大。极值问题(4)通过如下迭代过程很容易实现:①求出(4)式标推最小二乘估计和标准方差及比例因子;②计算预测观测数据及其误差;③修正观测数据后代替原来的观测数据,重新估计未知参数和方差;④由方差计算比例因子。重复上述步骤②一④直到数据拟合差不再减小。

3.RME在核磁测井数据反演中的应用

在核磁测井弛豫谱分解中利用RME这一数据处理方法,首先采用RME估计求取经过修正后的数据误差相对变小的误差数据集,接着利用正则化反演方法对修正后的误差数据进行连续谱反演计算。对实际观测数据计算表明,RME是一种比最小二乘方法更为普适的弛豫谱反演方法。在信噪比较低时仍然能给出较最小二乘方法更为精确的孔隙度评价结果。

本研究由国家自然科学基金项目(№:49874028)资助

4. 金属与非金属勘查技术及成果

大冶铁山岩体西段重磁资料精细处理的地质效果

刘天佑　林家辉

（中国地质大学，武汉，430074）

铁山杂岩体西段成矿条件好，区内铁帽、矿化、蚀变点遍布，已找到一批中小型铁矿床，并且发现铁帽及黄铁矿中普遍含银，是寻找铁、银、硫的重要远景区。20世纪60～90年代间，曾做过大量航磁、航电、重力、激电和自电测量，尤其是90年代，又做了1：5000的高精度地面重磁和激电测量，在该区积累了丰富的地球物理资料。但是，由于当时技术水平的限制和生产任务要求比较简单，未能对这些资料做精细的处理解释。近十年，随着重磁资料处理技术的精细化，以及可视化技术，非线性科学方法（小波、人工神经网络等）应用到重磁资料处理中，重磁资料处理方法有了长足的发展。我们运用这些新方法技术重新处理和认识了大冶铁山岩体西段的地球物理资料，获得了较好的地质效果。

1. 信息识别提取方法

在重磁资料处理中通常采用向上延拓、滑动平均、趋势分析、高次导数和匹配滤波等方法来提取局部重磁场，由于不同尺度重磁场的复杂性，用这类简单的线性滤波方法效果不好。我们采用多尺度小波分解重磁场方法（杨文采、候遵泽，1997）来获得不同尺度的重磁场，结合地质资料予以解释，对于不同尺度的重磁场有了明确的地质意义。小波多尺度分析是Mallat根据多尺度分析理论发展起来的方法，通常，异常的细节以不同的分辨率描述了地质现象的不同物理结构。在粗的分辨率下，这些细节对应较大的结构，它们提供了地质体粗的结构，在细的分辨率下，这些细节对应较小的结构，它们提供了地质体细的结构，因此，用不同尺度的小波分析方法来分析不同层次、不同深度、不同大小的地质体产生的异常，其效果要比简单的位场方法好得多。如用Harr小波把重磁场分解成5个尺度，最大尺度反映深部区域场，最小尺度反映浅表干扰及一些小型矿体，其余的三个尺度反映岩体的空间分布、岩体的边界以及可能在岩体边界上赋存的有重要找矿意义的局部异常。为了识别有意义的局部异常，应用人工智能方法（BP人工神经网络，灰色系统和模糊数学方法）对异常进行了分类，并以已知的矿异常作了BP人工神经网络的训练样本对全区局部异常进行认识，其应用的参数有重力异常梯度带、重力高次导数、局部磁异常、激电异常，岩性、构造特征、化探元素分布特征等十余个参数。由此评价出新的远景区。

2. 反演与综合解释方法

对于筛选评价出的远景异常，应用可视化人机交互反演技术，采用二度半任意多边形截面模型对局部重磁异常进行拟合解释。运用互相关分析方法，分析局部重磁异常的同源性，对同源重磁异常，采用联合反演方法反演高密度高磁性地质体的几何参数和物理参数。

通过以上精细处理，获得了一批有意义的局部异常，这些局部异常有的是已知的铁银矿床，有的是待进一步工作的远景，它为铁山岩体西段的找矿提供了新的重要线索。

八十年代以来，我国开展了大量的高精度重磁测量工作，积累了丰富宝贵的资料，但是我们以往只注重于高精度重磁测量的仪器，野外采集方法，而缺乏对这些资料精细处理的研究，因此必须加强对高精度重磁资料处理方法的研究，必须重视对以往采集资料的二次处理，它会在新一轮的国土资源调查中节省大量投入并产生明显的地质效果。

中高山区航磁方法技术及其在矿产勘查中的应用

熊盛青　于长春

（中国国土资源航空物探遥感中心，100083）

本文介绍的是国家九五攻关项目 96—914—01—02 专题的研究成果。通过 5 年的攻关，研究并取得了一套中高山区高精度航磁测量方法和解释技术，建立了基于 MAPGIS 技术、利用物探、遥感、化探、地质等综合信息进行矿产资源快速评价的预测方法，并在西部地质矿产资源快速勘查评价中发挥了重要作用。

（1）针对中高山区特点，集成了由 HC—90K 型氦光泵磁力仪、DS3 型收录系统、BG3.0 型大量程无线电测高仪、GG24 双星座定位仪和 AADC Ⅱ 型软补偿仪等组成的测量系统。经在云南中甸、青藏高原中西部、西藏一江两河地区的应用获得很好的效果，并将在西部地质大调查中发挥重要作用。

（2）系统研究了利用航测获取 DTM 数据的方法，并对其在飞行质量监控、磁异常高度改正等方面的应用进行了探讨。结果表明，航测获得的 DTM 数据可以作为航空物探测量的一个副产品加以利用。

（3）研制了起伏地形剖面重磁异常半智能最优化反演方法软件。采用 windows 可视化编程技术，实现了可视化实时修改模型、剖面位场处理和磁化强度自动反演方法。该软件为中高山区航磁异常定量解释提供了有效手段，目前已在单位内部推广使用。

（4）系统研究了利用航测获取 DTM 数据的方法，并对其在飞行质量监控、磁异常高度改正等方面的应用进行了探讨。结果表明，航测获得的 DTM 数据可以作为航空物探测量的一个副产品加以利用。

（5）首次实现了计算机绘彩色渐变剖面平面图方法，推动了航磁图件电子化工作进展；研究了结构逻辑法和图形图像处理方法提取弱异常方法，取得了较好效果。

（6）通过航磁解释方法的研究，在兰坪—鹤庆地区新圈定隐伏基性侵入岩 2 处，中酸性侵入岩 19 处，浅成斑岩体 10 处。尤其河西—兰坪隐伏岩浆岩带的发现，为研究兰坪构造盆地的岩浆活动、多金属成矿的物质来源及金顶超大型铅锌矿等成因提供了依据。

（7）探索了 MAPGIS 建立矢量数据库方法。在对该区航磁、遥感资料进行综合统计分析的基础上，创造性地采用空间窗口滑动方法，自动提取预测单元变量值，并将定量成矿预测方法如层次分析法、灰色系统理论方法与 MAPGIS 空间分析功能相结合，取得了较好的效果，实现了矿产资源预测的快速分析与评价。

（8）采用综合分析方法，结合 MAPGIS 综合预测结果，提供了 12 处找矿远景区。经过对部分远景区的野外查证，优选出 4 处可供地面进一步勘查的找矿靶区。其中丽江金（铜）一级找矿靶区新发现宽 3～30m、断续长大于 20km 的含金褐铁矿化蚀变带，金含量最高可达 15.1g/t。西宅村铜铅锌一级找矿靶区发现宽约 2m、断续长大于 4.5km 的斑岩型铜矿化蚀变带，金含量大于 1g/t，铜含量高达 23.9%，锌含量最高大于 1%。通甸街铅锌一级找矿靶区发现宽约 20m、长度断续延伸 1km 以上的铅锌矿化带，Zn 含量最高为 28.4%。桃花村铜、金银锰找矿靶区内发现一个铅锰矿点。

“局部重磁场源全方位成像”实用化系统及其应用

眭素文[1]　黄金明[2]　安玉林[2]

(1 中国国土资源航空物探遥感中心;2 中国地质大学,北京,100083)

1.“成像系统”简介

在中国地质调查局地质调查项目经费的资助下,复杂条件下局部重磁场源全方位成像理论体系的几十个 Fortran 程序得到了实用化。实用化的程序系统简称为“QFWCX”。

“QFWCX”系统包含:①VB 窗体 51 个,其中,1 个引导窗体,1 个主窗体,5 个菜单窗体,44 个功能窗体。②Fortran 子程序 68 个,以及对应的动态链接库和静态链接库。③标准模块 1 个。这些都属于“QFWCX.vbp”工程之中。④三度体立体绘图程序“Render”,它是采用 VC++和 OpenGL 研制的,属于独立运行的软件。

求解“反演问题”是重磁解释理论的核心。“QFWCX”系统是以直接反演加迭代修改为主,兼圆滑、正演、转换、延拓为一体的重磁异常解释系统。它是在一系列位场反演和转换处理的唯一性理论支撑下,在复坐标系(二维成像)和球坐标系(三维成像)中建立起来的。它适合于中、高山区重、磁资料直接定量解释。

“QFWCX”系统应用时:①不需要对异常进行“曲化平”;②不需要判断异常源形态;③适合于物性均匀或非均匀、单体或组合体等局部场源分布范围的近似定位预测;④可对任意的重、磁异常分量(如复杂的 ΔT)进行直接反演;⑤可以在直接定量反演过程中,同时压制低缓背景异常和高频干扰异常的影响;⑥所需定解条件最少。

“QFWCX”系统可以在无定解条件下求解:①异常源质量中心或磁矩中心;②异常源总质量或总磁矩模值;③磁异常源平均磁化倾角和偏角(这是传统反演方法不能求解的);④异常源的走向、倾向和倾角;⑤异常源的近似的外部形态和分布范围。在假定异常源为“均匀凸体”并给定物性参数模值条件下,可以较可靠地确定二度异常源 360 个或三度异常源 1630 个边界点的位置。

当然,由于①观测数据有限和存在误差;②异常中有纵、横向低频背景叠加和局部高频干扰;③观测面起伏大;④地球物理反演固有的不稳定性等多种原因,“QFWCX”系统反演结果实际上是多解的。但这种多解性与理论上的多解性有原则区别,易于处理,不同解之间的差别不会太大。

2.“成像系统”应用实例

实际异常资料来自于中国国土资源航空物探遥感中心在云南某地的航空 ΔT 磁测资料。测区中部地磁场偏角(与东向夹角)和倾角分别为 93°、38°。航测高程采用 GPS 测定。地面高程取自于地形高程数据库,其数据作为确定反演结果的重要约束条件。

反演时:①取磁倾角 38°、磁偏角 93°;②取异常区地面高程的最大值和最小值的平均值作为 0 平面,观测曲面的 z 坐标相对 0 平面取负值;③主异常一般位于计算区中部;④所有异常均采用能够压制二次曲面背景和高频干扰的程序进行反演;⑤在磁化方向和磁矩中心反演时,对提取出的用于反演的主异常均进行了“保真检验”,在确认“保真”后,才进行后续的全方位延拓和边界向径反演;⑥全方位延拓后,立即绘制延拓断面图件,供边界向径反演作参考;⑦除地形高程外,没有采用其他参考信息。

本文给出具有背景叠加的两个相邻异常分别进行反演的实例,共有图件 15 张。

自然电场法勘探隐伏砂岩型铀矿床的研究

邓居智　刘庆成　万　骏　杨亚新
(华东地质学院资环系,江西抚州,344000)

我国自 1955 年开展铀矿普查勘探工作以来,共找到了 10 多种类型的铀矿床,保证了军民两用对于铀资源的需求。但是随着核电的发展,对铀资源的需求必将越来越大,因此必须及早着眼于铀资源的储备。为此,我国开始了铀矿勘查战略的转移,将铀矿勘查的重点放在寻找中新生代盆地中的可地浸砂岩型铀矿床上。我国可地浸砂岩型铀矿产在西北、华北干旱盐碱发育地区,常规的直流电法由于地表介质过于干燥而造成接地电阻过大,电流很难供下去。为此,核工业系统的地球物理工作者近年来一直在研究试验一些穿透深度较大的物化探方法在隐伏砂岩型铀矿床找矿上的应用。作为一种传统经济的地球物理勘探技术,自然电场法在油气藏勘探上取得了较好的应用效果,因此它在勘探砂岩型铀矿床上的应用效果也引起了人们的关注。

1. 我国的砂岩型铀矿床特征

我国的砂岩型矿床主要产于中新生代陆相碎屑岩建造盆地中,其主要特征是:

①含矿地质时代有三叠纪、侏罗纪、白垩纪,以后两者为主;②含矿主岩有花岗质砾岩、长石石英砾岩和泥岩等,常含有金属硫化物、有机质的粘土等,含矿主岩颜色多为浅灰色、灰绿色、灰黑色及黑色;③铀矿床产出岩相古地理条件十分复杂,有冲积扇、河流相、三角洲相和湖泊相。具有工业价值的铀矿床,除具有良好的岩相古地理条件外,后生改造作用常具有重要富集作用;④含矿建造有红色碎屑岩和暗色碎屑岩两种,常伴有 Re、Se、Sc、V、Mo 等有用元素。有的矿床砂岩疏松,含水性和渗透性好,适于地浸开采。

2. 正演研究

层间氧化带砂岩型铀矿是铀以地下水为载体,在砂岩层中迁移,由于氧化还原条件的改变,而在氧化还原界面处富集形成的。所以又将其称为水成铀矿床。根据层间氧化带砂岩型铀矿床的赋存特征,我们分三种情况进行了正演数值模拟研究:①只有层间氧化带的砂岩铀矿床,矿床上、下都没有面状氧化带;②在层间氧化带砂岩铀矿床上方或下方有面状氧化带;③在层间氧化带砂岩铀矿床上下都有面状氧化带。数值模拟的结果表明,上述三种情况下其电位曲线的形态基本一致,氧化还原过渡带对应自然电位曲线的陡变段,上下面状氧化带的存在与否不会改变自电曲线的形态。由此可见层间氧化带砂岩铀矿床上的自然电位异常曲线形态特征是基本一致的,而且矿体的空间位置对应于自然电位曲线的陡变段(曲线拐点附近)。

3. 勘探实例

为了验证上述正演理论的正确性,我们选择在前人已投入了大量找矿勘探工作的库捷尔太铀矿床(512)上进行勘探试验,512 铀矿床位于新疆察布查尔山,矿床处于低山丘陵区。勘探结果表明,两条测线上的自然电位曲线的陡变段均与已经探明的矿床有较好的对应。

4. 结论

理论研究和勘探工作均表明:利用自然电场法勘探隐伏砂岩型铀矿床是可行的,而且这种方法具有速度快、投资少的特点,对降低勘探成本、提高勘探成功率将起到较大的作用。

本研究由核工业地质局资助。

伪随机多频激电相位法提供研究激电异常源属性的信息

白宜诚　崔燕丽
（中南大学地球物理勘察新技术研究所，长沙，410083）

国内外大量实际测量的结果表明：在频率域激发极化法中，电子导体岩矿石的相频特性有以下特征，即随着激励电流频率的改变，观测到的相位值亦在变化，其规律是：如果激励电流的频率从低到高增加，其相位的绝对值亦在增大，当频率增高到某一频率时，其相位绝对值达到最大，但当激励电流的频率再增高时其相位绝对值随之减小，也就是说电子导体岩矿石的相位谱上有一个极值频率，只不过各种岩矿石的极值频率不同，相位曲线的梯度也不相同。正是这种相位谱上的差异，使我们有可能区分各种岩矿石的属性。

在实际工作中，为了研究地下隐伏硫化矿体（床）及石墨碳质岩层的相位谱特征，必须进行高精度的频谱测量。而传统的"变频式"的谱激电法由于是逐个频率测量，不但其观测精度难以保证，且工作效率低下，因而也就难以实际应用。

伪随机多频激电相位法中采用何继善院士提出的 2^n 系列伪随机电流波形作为波动场源，这种波形中所含的主频率个数可预先设定，如三频、五频、七频等；各主频率按 2^n 步进，即 2、4、8……步进，因而主频点在对数坐标上是均匀分布的；各主频率的振幅值相差不大，相位关系简单，有效利用了电源。工作时多个频率同时发送，同时一次性完成多个频率的测量，观测精度高，耗时少，可以大大提高工作效率。

中南大学物探所研制出的伪随机多频激电仪就是采用 2^n 系列伪随机波形电流作为激励场源，用该仪器进行伪随机多频激电相位法测量，可多个（3～7）频率一次完成测量，进行的频谱测量快速高效，克服了别的仪器进行多频点相位测量时产生的低频时工作效率低、高频时感应耦合突出导致相位很难测准的缺点，为区分激电异常源的属性提供了有效的方法手段。下面所作的工作都是借助该仪器来完成的。

用水槽实验进行频谱测量研究常见金属矿（黄铁矿、黄铜矿、铅锌矿及碳质岩石）的相频特性及它们之间的差异，为野外实际应用提供物性参数。结果表明，石墨标本的相位极值点在低频段，低于 0.0156Hz，整个相频绝对值曲线呈下降趋势，高频相位绝对值小于低频相位绝对值；黄铜矿标本相位极值点在中频段 0.25～0.5Hz范围内，整个相频绝对值曲线呈先升后降的趋势。两种类型岩矿石相位的极值频率相差很大，据此，可以区分两种不同类型的岩矿石引起的激电异常源。

1998—1999 年中南工业大学物探所在甘肃白银石青硐燕麦沟地区进行双频激电法快速扫描，共获得异常带 2 个。再用伪随机五频激电法对异常进行评价，测得异常源埋深分别为 63m、90～110m 及 180～200m，其相频特征为 $|\Phi 8Hz| > |\Phi 4Hz| > |\Phi 2Hz| > |\Phi 0.5Hz|$，说明在大于 0.5Hz 的频段内，高频相位大于低频相位，这正是硫化金属矿体的相频特性。经坑道验证，在 63m 处见到致密块状金属硫化物矿体；后经钻探验证，在埋深 100～110m 处及 200m 处均见到致密浸染状黄铁矿，作为电法勘探达到了地质目的。

此项成果说明伪随机多频激电相位法在区分金属硫化物与碳质岩层的能力，与常规激电法相比，其提供的信息更丰富，为金属矿电法勘探提供了新的方法和技术。

伪随机多频激电相位法作为区分"矿"与"非矿"的一种有效方法在实际应用中也具有一定的局限性。这是因为本文所讨论的区分激电异常源的方法前提是基于岩矿石的相位谱特征，其应用是指一般简单的地质条件。但是在实际工作中，由于金属硫化矿床与石墨化碳质岩层在空间分布关系上十分复杂，因此其相位谱的特征也就并非简单，应灵活应用，并结合地质地球物理特征，方能做出正确的判断。

多频组合波相干检测研究

袁正午　汤井田
(中南大学地球物理勘察新技术研究所,长沙,410083)

1. 多频组合波相干检测的原理

所谓相干检测,就是利用与待测信号频率相同相差固定的参考信号对待测信号进行检测的方法。采用多频组合波电法是因为它与常规的单频波电法比较不仅提高了工作效率,而且由于观测精度的提高、观测参数的增多,便利了推断解释和提高了方法的应用效果。

若多频组合波的函数表达式为f(t),其主频频比为1:2:4:…:2^{i-1}(i为整数)。对f(t)进行模拟富氏变换可得各个主频的虚实分量、振幅和相位的通式:

$$R_eU_2^{i-1}=\frac{1}{\pi}\int_{-\pi}^{\pi}f(t)\cos 2^{i-1}tdt$$

$$I_mU_2^{i-1}=\frac{1}{\pi}\int_{-\pi}^{\pi}f(t)\sin 2^{i-1}tdt$$

$$U_2^{i-1}=\sqrt{(R_eU_2^{i-1})^2+(I_mU_2^{i-1})^2}$$

$$\Phi_2^{i-1}=tg^{-1}\frac{I_mU_2^{i-1}}{R_eU_2^{i-1}}$$

影响多频组合波相干检测的因素很多,其中最主要的是同步问题。

2. 多频组合波相干检测的精度

在电法勘探已经应用的几种同步方法中,对信号进行相干检测时,一般都以参考信号的前沿为起点开始采集数据,采样过程的采样间距和采样时间均由接收设备的定时系统确定。因此,接收设备的定时系统不准确会造成对应待测信号周期内所采集的数据不足或过剩,给相干检测带来误差。利用前述通式对这一误差进行计算,可得如下规律:振幅误差和相位误差都随着叠加次数和在一个周期内少采集或多采集的数据个数的增加而增大。尤其是当不同步引起的采样控制信号相移超过多频组合波的周期的1/4时,误差将跳变,严重破坏富氏变换结果的质量。为此,提出共时钟同步方案,即采用无线电发射和接收信号,将发送设备定时系统的时钟通过无线电波向空中发射,接收设备接收此时钟信号并作为自己的时钟信号供定时系统使用,形成发射端和接收端共用同一时钟信号。这种方法大大提高了测量的精度。

3. 试验室模拟、应用实例和结论

(1)试验室模拟　用石墨及铅锌矿、黄铁矿、黄铜矿等金属硫化物的水槽物理模拟得到以下规律:用共时钟同步相干检测相对于非共时钟同步相干检测(准确的说是非完全同步相干检测)分辨率由原来的20%左右至少提高到了5%(同条件比较)。

(2)应用实例　1999年,利用多频组合波完全同步相干检测技术研制电法勘探观测系统在新疆某测区用激电法作了剖面测量和测深工作,以了解靶区内的矿体的分布情况。一个测深实例是:测深点布置在一个已知钻孔旁,在观测和数据处理之前,并没有获得钻孔资料,实测结果与已知钻孔数据非常吻合。本观测系统在新疆和其它地区的使用证明其分辨率至少提高到了5%。

(3)结论　多频组合波共时钟相干检测原理正确,方案切实可行,这种共时钟思想和实现方案适应远距离需要同步的各种仪器和设备;多频组合波共时钟相干检测提高了观测系统的灵敏度、测量精度、数据采集速度,多频组合波共时钟相干检测方案和应用实例,首次成功地实现了物探仪器发送设备和接收设备使用同一时钟系统,为各种远距离精确同步开辟了先导。

本研究由伪随机电磁法及多功能仪器研究项目(96—920—15—04)资助。

可地浸砂岩型铀矿床土壤天然热释光异常特征

万 骏 刘庆成 杨亚新 邓居智
(华东地质学院，江西抚州市，344000)

1. 引言

利用^{218}Po 氡法测量寻找层间氧化带砂岩型铀矿床取得良好的效果，但其平行测量重现性存在较大的误差。采用土壤天然热释光测量寻找可地浸砂岩型铀矿床得到的异常形态与前者相似，但其平行测量重现性存在误差极小。本文就土壤热释光形成机理，结合作者开展的土壤天然热释光测量寻找可地浸砂岩型铀矿床研究，着重论述可地浸砂岩型铀矿床土壤天然热释光异常特征。

2. 土壤天然热释光异常形成机制

土壤和砂中含有大量的 SiO_2 和 $CaCO_3$ 等具有半导体性质的结晶矿物，这些结晶矿物都是天然的热释光探测器。由于矿物晶体中存在大量的电子—空穴，在射线作用下产生电离和激发，使晶体价带中的电子获得能量升到导带，在价带中留下空穴，电子和空穴被晶体中的缺陷所俘获，在没有外来能量激发的情况下，这些电子和空穴可长期留在晶体的缺陷中，随时间的积累，其累积测量时间少则几十年，多则几百年，几千年。矿物晶体缺陷中的电子、空穴也不断的积累；由于矿物晶体累积记录天然辐射的时间很长，热释光测量的异常重复性很好，能够反映较弱的异常信息。对样品加热到一定温度后，将矿物晶体缺陷中的电子、空穴释放出来，测量加热状态下样品的热释光强度就可以研究空间辐射场的分布，寻找砂岩型铀矿床。

可地浸砂岩型铀矿床在空间上位于氧化还原过渡带处，随着放射性元素铀的沉淀，与铀伴生的一些金属元素也先后沉淀下来，这些金属元素对热释光有较强的烨灭效应，因此与铀伴生的金属元素产生的烨灭效应又提高了铀矿床上辐射场的异常衬度。

3. 可地浸砂岩型铀矿床异常特征

土壤天然热释光测量方法首次在可地浸砂岩型铀矿找矿进行应用研究，初步表明：

(1)该方法在层间氧化带砂岩型铀矿床上方可以形成清晰的异常；在铀矿体头部和尾部方向形成高值异常，而热释光的低值异常区刚好对应铀矿体的空间位置。中间低值段越宽起伏变化越小矿化相对要好；中间低值段宽，但起伏变化相对较大，指示矿体连续性变差，形态较复杂。中间低值段狭窄，起伏变化大，指示没有矿化或矿化较差。矿体几乎都对应于热释光曲线的低值段内。

(2)该方法的异常稳定性较好。土壤样品长期接受辐射场的照射，由于积累时间较长，受短期气象等因素影响小，平行测量的重现性好。

土壤天然热释光测量方法在砂岩型铀矿床上进行试验应用研究，其找矿效果明显。建议今后进一步完善该方法，尤其是方法的测试条件和土壤中天然矿物成份的变化对土壤热释光异常的影响的研究。

伽马能谱测量在浅覆盖区地质填图中的应用

刘菁华　王祝文　田　钢
（吉林大学地球物理系，长春，130026）

放射性伽马能谱测量作为地质填图的辅助手段已在许多地区得到了应用，并取得了较好的效果。在浅覆盖区能否使用伽马能谱方法作为辅助地质填图方法，是一项值得研究的工作，为此我们在黑龙江的阿龙镇幅的地质填图中运用伽马能谱测量方法，研究浅覆盖区的放射性方法填图的可行性，如何克服伽马能谱测量的不利因素，发挥它的优势，这将减轻地质区调的工作强度，给浅覆盖区地质填图带来新的生机。通过对实测的5条剖面的分析，对放射性能谱测量方法在浅覆盖区的填图有以下几点认识：

1. 基岩与地表覆盖层的相关性

基岩的U、Th、K和总道的含量与地表覆盖层上U、Th、K和总道的含量具有很强的相关性，见表：

基岩和覆盖层的U、Th、K及总道(Tc)测量值的相关系数r					
剖面号	P1	P2	P3	P4	P5
U	0.345	0.246	0.428	0.610	0.439
Th	0.675	0.434	0.822	0.511	0.764
K	0.556	0.439	0.675	0.131	0.209
Tc	0.633	0.593	0.740	0.648	0.555

从曲线对比也可看到，基岩的U、Th、K、Tc值与覆盖层上的U、Th、K、Tc值变化形态一致，能反映出岩石的放射性差异。所以通过地表测量浅覆盖层上的放射性元素的含量能反映出基岩的放射性含量的变化，从而放射性能谱测量在浅覆盖区进行地质填图是可行的。

2. 对剖面测量数据进行圆滑处理可以消除地表的干扰

从下表可见，经过三点圆滑处理后，基岩与覆盖层上U、Th、K、Tc两者数据的相关系数增大，从而提高利用放射性能谱方法进行浅覆盖区地质填图的精度。

基岩和覆盖层的U、Th、K及总量(Tc)测量值的相关系数r										
剖面号	P1		P2		P3		P4		P5	
	原始值	圆滑后	原始值	圆滑后	原始值	圆滑后	原始值	圆滑后	原始值	圆滑后
U	0.345	0.401	0.246	0.339	0.428	0.369	0610	0.824	0.439	0.322
Th	0.675	0.766	0.434	0.531	0.822	0.899	0.511	0.734	0.764	0.897
K	0.556	0.771	0.439	0.521	0.675	0.713	0.131	0.088	0.209	0.364
Tc	0.633	0.713	0.593	0.653	0.740	0.821	0.648	0.791	0.555	0.774

3. 放射性能谱测量对测区岩性的区分能力分析

对5条剖面的分析，我们发现在测区这一火成岩地区，利用放射性方法进行地质填图，有其特征，表现为：①火成岩中的酸性和中性岩有明显的差别，曲线表现为峰值与峰谷。②花岗岩中的流纹岩表现为高值，出现峰值。③变质岩区，片麻岩表现为较强的波动，曲线为锯齿状，而大理岩，板岩表现为低值，在曲线中很容易区别。④火山岩中的流纹岩与英安质的凝灰岩，以及流纹质的凝灰岩、流纹质或英安质的角砾岩其放射性元素的含量差别不大，表现为统计涨落的波动。无明显的峰谷。

4. 存在的问题

①对于地表覆盖层的影响没有具体的参量，故无法作地表覆盖影响的修正。②对于地表覆盖层的测量值的预处理只作园滑还不够，可以尝试滤波和延拓的方法，目的是消除地表的干扰影响。

本研究由国土资源大调查项目资助。

东天山地区J铜矿化带的发现

梁月明 黄旭钊 徐 昆 张文斌 张天阁 单金钟[1] 张文志 蔡玉梅
(中国国土资源航空物探遥感中心,北京,100083;1 新疆物化探大队,昌克,831100)

本文以新疆J铜矿化带的发现为例,说明在地质找矿中,以航空物探弱异常为线索,结合地质资料,确定勘查区;利用地、物、化、工程多种方法相结合,缩小靶区;在地质找矿中是行之有效的。

1.J勘查区的确定

东天山雅满苏地区高精度航空物探测量发现,J地区的航磁新C—97—134、136、137等异常形成一个半圆弧型,幅值在100～600nT,弧型升高异常分别与火山岩、花岗岩对应,中部磁场较平缓地带对应于石炭系地层。但低缓的磁场之上有一些弱磁异常分布,异常靠近岩体的边部,幅值在20～50nT。研究结果认为,这些异常具有重要的找矿价值,应该在异常检查时特别引起注意。

J地区的岩性为一套中基性火山岩—火山碎屑岩组合,区内中酸性岩体、岩脉非常发育。异常区恰好位于雅满苏和阿奇克库都克两条深断裂之间,并处于断裂的转折和收紧部位,次级断裂发育,具有形成多金属矿床的良好地质条件。

在区域化探图上,J地区有Au、Cu异常分布,其中Au含量大于5×10^{-9}的浓集中心位于新C—93—133、134、136一带,Cu含量大于4×10^{-6}的浓集中心相对金含量异常略偏西。

根据上述地质、物探、化探所反映的综合信息分析,J地区具备很好的成矿条件,具有投入地面工作的充分理由。

2.地面工作结果

地面工作的结果认为,在花岗岩体(新C—97—136异常)以北的接触带附近,地质条件最好,定为找矿详查区。详查区的地面工作采用地磁、激电、四道γ能谱等物探方法以及化探、地质草测和山地工程综合方法分步进行。

地质草测结果表明,详查区内花岗岩脉、闪长玢岩脉、闪长岩等十分发育,在航磁条带状弱磁异常附近,有两条矽卡岩带平行分布,走向近东西,长约1.5km。

1/1万面积性化探测量发现两处Cu化探异常,大致与两条矽卡岩带相对应,极大值2388.6×10^{-6},在矽卡岩带上有化探Cu、Mo、As组合异常分布。

在详查区中部进行了综合物探测量。测量结果表明,γ能谱在矿化带上有U含量升高,K、Th含量降低的特点,并有U/Th、Th/K和U/K比值异常显示。地磁测量在矽卡岩和矿化蚀变带上出现100～150nT的弱缓异常。激电测量发现80余米宽的高极化异常带,通过相邻测线追踪,在走向上可控制2km左右。与极化率异常相对应,电阻率为60～100Ω·m的低阻异常,具有良导体的特征,推断引起低阻高极化率的异常源很可能是含铜金属硫化物。

3.初步成果及结论

在Cu化探异常带上圈出11个Cu矿(化)体。在化探异常带的南侧,有80余米宽的破碎蚀变带,其间发育一条十余米宽的矿化带。矿化带中赤铁矿、褐铁矿、镜铁矿、黄铜矿、孔雀石、黄钾铁钒、黄铁矿非常发育。在Cu化探异常南部的探槽中,圈出二段工业矿体,平均品位0.86%,最高1.29%。

J地区具有形成矽卡岩型和热液型铜及多金属矿的良好地质条件,矿化带一般位于中酸性岩体附近,矿化带的岩(矿)石与围岩通常具有不同程度的物性差异。因此,前期利用航空物探、地质等资料确定勘查区,野外工作采用地质、物探多种方法相结合,分步进行;由面到点,重点突破;可以在短期内收到很好的找矿效果。

信息复合与图像处理技术在铀成矿远景预测中的应用

龙期华　冯必达

（核工业二七〇研究所，江西南昌，330200）

1. 前言

江西是我国重要的铀成矿省；经过广大铀矿地质工作者近40年来的艰苦工作，现已探明铀矿田5个，铀矿床80余个及众多的铀矿（化）点；在地质找矿及研究方面，也取得了不少新认识、新成果。前人依据这些成果对省内的铀矿资源作过多次评估和预测，但是因受当时地质找矿理论及方法技术的限制，对有利于富大铀矿产出的区域深部构造环境等基础地质问题研究不充分，从而，在很大程度上影响了对富大铀矿找矿潜力的分析和评估，本次我们在"江西省构造物探编图及其应用研究"项目的研究中，充分利用已获得的地球物理成果和深部构造信息，采取多元信息复合与图像处理技术，首次对江西省主要铀成矿带内潜在的富大铀矿远景区进行了预测，共预测出一级远景区3片，二级远景区6片。

2. 预测的原则

①本次预测采用"突出重点，主攻深部"的思路，是在充分提取反映深部成矿的区域地球物理——地质构造环境信息的基础上进行的。主要对省内4条主要铀成矿带（赣杭带、大王山—于山带、武夷山带、南岭带）内具有富大铀矿成矿远景的地区作出预测，预测目标是在新区和深部，对铀成矿带内五个老矿田所在范围不作预测。②鉴于火山岩型和花岗岩型铀矿床在深部成矿的区域地球物理——地质构造环境上有极大的相似性，没有本质上的差别，故在预测时未对这两类矿床分别预测。③本次预测只作二级划分，即划分为一级、二级远景区。

3. 有利信息的提取

首先，提取对富大铀矿成矿有利的区域深部地球物理——地质构造信息，即：①莫霍面幔坡—幔坪带（31～33km）；②居里面相对隆起区边缘（火山岩成矿带32～34km、花岗岩成矿带28～34km；③结晶基底隆坳过渡带；④褶皱基底隆坳过渡带。其次是：物探推断的深大断裂（含隐伏断裂）、隐伏岩体和富铀（铀源）花岗岩体、有利火山盆地以及铀矿化信息（矿床、矿点）。

4. 多元信息复合

在多元信息复合中采用分层复合方法，即将参与复合的信息分为三个层次，其中第一层为指示层，它是上述四个区域性深部地球物理——地质构造有利信息复合后得到的最佳复合区或次佳复合区（据四个信息复合后的灰度值选取），这类区域是有利于形成富大铀矿的区域深部构造环境复合区，因而把它们作为预测指示层的因子；第二层为决策层，它包括主要深断裂、富铀（铀源）花岗岩体、隐伏岩体，有利的火山盆地以及已知铀矿床、矿点等信息，这些信息的复合程度是构成富大铀矿的重要条件，因而把它们作为预测的决策层的因子。第三层为地理层，它包括地名、经纬网，是空间正确定位的依据，因而把它作为预测定位的因子。将这三个图层进行最终的配准和复合，得到了一张信息清楚、目标突出和定位准确的多元信息复合图象。

5. 预测结果

根据多元信息复合结果，结合历次预测的结果，共划分出富大铀矿一级远景区3片，分别是："赣杭带"戴坊和鲍家—温泉远景区、"南岭带"鸡笼嶂远景区；二级远景区6片，它们分别是："赣杭带"坝口远景区，"大王山—于山带"新丰和刘坑—天子地远景区，"武夷山带"黄田远景区，"南岭带"白面石—昌蒲和东坑远景区。

地球物理新技术的广泛应用

宋喜林　杨轮凯

（中国石油集团地球物理勘探局地调五处，河北定兴，072659）

1. 前言

随着地球物理理论和技术的不断发展、完善以及社会发展的需求，使得地球物理方法用于环境、水资源、工程等领域的比重不断增大，地球物理新技术得到越来越广泛的应用。

2. 几种地球物理技术

地质雷达：探地雷达(GPR)方法是一种用于确定地下介质分布的广谱电磁波技术。具有无损检测、高分辨率和实时显示以及仪器轻便，工作效率高等特点，有着广阔的应用前景。

高密度电阻率法：高密度电阻率法是一次性布极、多道高密度采样，具有信息量丰富、分辨率高以及全自动、快速采样的特点。可解决多种浅层工程地质问题。

高频电磁成像：高频电磁成像属于电磁测深法，数据采集采用美国EMI公司生产的EH4系统。该系统高频部分可通过便携式发射器发射人工电磁信号，以补偿天然信号的不足。此外，由于EH4的工作频率较高，因此在浅层较其它大地电磁方法的分辨率明显提高。

3. 不同应用领域的典型实例

(1)地下水及地热资源勘探

实例1：新疆罗布泊淡水勘查。该区布置多条勘探剖面，运用EH4电磁成像系统进行数据采集，预测了两处有利的含水区，经钻井证实在50m、150m、230m深附近均发现淡水层。

实例2：四川凤凰山地热勘探。该区利用EH4高频电磁系统和CSAMT联合勘探，所确定的井位在埋深175m～442m段为主出气层，含少量水；在埋深442m～917m段仍为主出气层，在埋深873～1105m段和1175～1345m段见大量高温水。该勘探成果打破了成都平原在0～4000米左右白垩系和侏罗系地层没有水的观点，在成都地区引起极大的轰动。

(2)探测地下溶洞、洞穴和堤坝隐患

近年来，我们利用美国AGI公司的STING R1高密度电阻仪器，先后在京珠高速武汉马安山大桥和白墅港大桥路基勘测中，探测到明显的溶洞、挖煤通道。在湖南益阳某堤坝隐患探测试验中，我们利用高密度电阻法探测的异常与实际情况吻合良好。

(3)地震探区低速带调查

实例1：为了获得高品质的地震资料，最重要的前提条件就是确定低速带，搞好激发条件。为此，我们在吉林英台东地震探区利用SIR—10H地质雷达进行了浅层地质调查，根据钻井标定结果进行连续追踪泥、砂层分界面，取得了较好的地质效果。

实例2：柴达木盆地潜水面深、低降速带巨厚，其速度在纵横向上变化剧烈。地质雷达勘探深度有限，难以解决实际问题的特点，我们利用用高频电磁成像系统开展了低速层调查的尝试工作，清楚地揭示了浅部高阻砂砾岩层的形态厚度及下伏地层结构。并在地震速度与电阻率关系上作了有益的探索。

(4)探测战争遗弃炸弹

近年来，我们运用高精度磁力、高密度电阻率法进行了寻找二战时期日军遗弃炸弹的研究。先后在防化场试验基地、南京市、北安市等地开展工作，均取得了很好的效果。根据该探测成果所圈出的与炮弹相关的磁力异常点，现已挖出了大量炮弹。

环境地球物理技术应用的某些进展

何雪洲

（中国地质科学院水文地质环境地质研究所，保定，071051）

为了有效地防治地质环境污染，需对场地的水文地质条件及污染物的空间分布做详细的评价。按照传统方法，需用钻孔网络收集有关信息。钻孔的费用高，只能提供单点的资料，还要冒扩散污染物的风险。而地球物理方法不但可用于地下水资源评价、解决地质环境中提出的一些新问题，而且还具有费用低、速度快、不扩散污染物的优点，已被成功地用于地质环境污染调查。近年来，随着数字和多维模拟技术以及仪器的发展，已促使地球物理技术接近到自身理论上解决问题的能力。下面是近年来的一些成功应用和模型研究的发展概况。

1. 成功的应用

当认识到地质环境已被污染并欲对受污染场地采取补救措施时，必需提高对地下水流和溶解物传播机制的了解。地球物理方法已成功地用于①探测污染物储存设备的泄漏；②追踪废物处置坑沥滤液的传播；③监测示踪剂实验，推断地下水的流向和流速；④监测排污渠土坝的渗漏。对大地电特性变化敏感的方法适用于地下水文过程的监测。直流电法和电磁法可用于监测水流和溶解物的传播；由于介电特征受饱和度和溶解质化学性质的影响，所以探地雷达也被用于水文监测。近几年发展起来的地球物理层析成像技术对流体和溶解物传播引起的变化具有高分辨的能力。电阻率层析成像技术已被用于溶解物传过沙/粘土层的调查，从图像时间上的变化推出了优先流迳的位置以及粘土层对流液的限制作用。用电磁层析成像调查了盐性示踪剂注入引起的电阻率变化，并用 GPR 层析追踪了盐性示踪剂传过裂隙基岩的进程。

2. 数学模型和可控实验研究

近年来，在美国爱达荷工程试验室（INEL）处置了多种放射性和有害废物。但对一些废物的准确位置不知道。为了试验不同非侵入技术在确定地下废物位置方向的能力，利用安全材料建造了一个模拟废料坑（CTP）。并且尽量在大小、埋深、处置物顺序以及容器限期等方面都按老废物坑设计。对 CTP 的一次 IP 勘查指出，存在与模拟废物有关的极强极化和中等电阻率响应。将一种三维（3D）反演算法用于开发复电阻率地下模型，较好地解决了废物的横向范围。因为 IP 方法是用于探测金属材料弥散的，所以这种方法有望成为能将埋藏废物从传导性土壤材料中区别出来的方法。

3. 利用数值模拟由地震资料预测裂隙岩石的传播特征

地下岩石中的裂隙能控制污染物的传播。因此，在采取补救措施时一定要对裂隙的特征做出评价。裂隙含水层的滞留和水流特性对补救工作很重要。为此，利用数值模型试验模拟用地震资料预测裂隙含水层的传播特征。将可控数值模拟实验取得的地震速度资料用于评价破碎岩石的孔隙度和渗透率。研究了代表嵌入其它未破坏岩石中的裂隙的破碎介质模型。利用一个说明了裂隙长度、孔隙和方向的水力模型估算了裂隙的孔限度和渗透率。从地震波传过破碎层的时间计算出该层的地震波速度。研究指出破碎岩石同未破坏岩石之间的速度比与水力特征有关，比值低与裂隙的高孔隙度和渗透率相关。为了描述实际应用中的对比，研究了它们间的经验最小二乘回归关系。

4. 地面过程模型的研究

地电方法在填埋场地调查中很重要，也很困难。充分的桌面研究和模型设计是调查成功的基本因素。为调查那些没有可用记录的废旧填坑，需要开发一种原始调查模型。这类模型的主要参数有：场地的边界、龄期和特性，垃圾的埋深和封闭材料，盖层和隔离墙的完整性，基底的倾角，潜水位及沥滤液的时/空特点等。该模型的主要原则是潜水位附近矿物富集带的垂直电导率应达到最大值。已经证明，在不同地理环境下，该概念电阻率模型与填埋场地电性观测值间的一致性。已经发现沥滤液的一些重要地电水化学参数（流体电导率、氯化物含量和总溶解固体物）与受污染地下水之间存在的幂次律关系。

地球物理技术在工程建设监理中的应用

葛为中[1] 单娜琳[1] 陈竹鸣[2]

(1 桂林工学院,桂林,541004;2 广西邮电建设监理公司,桂林,530012)

工程建设质量的监控、验评是监理的重要任务。在施工阶段的质量控制尤为重要,需要经过检验手段来确保工程质量达到预定的标准和等级要求。混凝土配料、搅拌、成型、养护等环节上可能发生影响质量的问题。对钢筋混凝土结构的强度、内部缺陷需要进行检测。地球物理技术即可用于常规的无损检测,也可解决建筑工程质量监督部门难于处置的特殊疑难检测问题。

1. 广西河池邮电大楼施工监理中的检测

广西华贤邮电建设监理公司在河池邮电大楼施工监理过程中曾三次要求地球物理工作者用无损检测方法,解决其质量疑问。

(1)桩承台的质量检测

大楼采用人工挖孔嵌岩端承桩,用 C_{25}混凝土灌注。桩承台用 C_{50}混凝土浇注。施工时监理发现部分桩顶积水未排除,存在质量疑问。但由于桩承台与地梁、地下室大板同时浇注完成,承台顶上已插上 5m 高的钢筋笼。检测条件相当困难。不可能用回弹、钻孔取样或常规无损检测方法。

针对这种特殊情况,采用综合波形对比法。在已知良好的桩承台和疑问桩承台上分别进行地震映像和波速检测。在桩承台顶部作高密度地震映像,采用SWS—IG 型多功能工程检测仪测量,小手锤激发,100Hz 检波器接收。检测参数为偏移距离 0.6m,测量点距 0.1m,采集并分析对比波形记录;用 RS—1414 工程检测仪获取桩及桩承台的应力波和波速。对比桩承台上的映像波形和应力波测量结果,评价疑问桩承台的混凝土强度和质量。物探方法的检测结果得到监理、业主、设计、施工人员的认可,并一致认为"先进的地球物理技术是高层建筑特殊情况下无可代替的检测手段"。

(2)楼柱的质量和强度检测

在邮电大楼 1~5 层的楼柱施工中,监理怀疑混凝土养护不够好,委托物探人员采用超声—回弹法检测混凝土构件的质量和标号。

(3)梁和墙的强度检测

在邮电大楼的 18 层地梁和 16 层剪力墙施工过程中,由于个别混凝土试块的抗压强度检测未达标。对构件强度产生疑问,试块、梁、墙用超声仪测量透射波速 v,用回弹仪测量回弹值 N,通过 $R=aV^bN^c$(a、b、c 为回归系数)公式计算抗压强度,对构件作出评价。检测结果与而后的钻孔取样结果一致。

另外,我们还在玉林外贸大厦等工地进行了地梁,墙柱等进行过完整性和强度检测。

2. 检测方法的发展

在检测中我们注意到:监理人员还对混凝土构件的弹性和非弹性性能、耐久性,含水率、钢筋锈蚀、钢筋位置和水泥含量等问题感兴趣。

除上述的地震映像、声波振动法外,还有交、直流电测法,雷达、微波吸收法,红外热谱法、核物理等方法可以使用,这些技术都属于地球物理探测技术无损检测方法。研究、发展和开拓物理测量技术在建筑质量监理工作中的应用,将有广阔的前景,不仅仅是协助监理,也可以直接作为正规质量检测手段。

区域重磁资料在安庆长江公路大桥桥位线选址中的应用

刘同庆　杨则东　　　　高尔根

（安徽省地质调查院，合肥，230001）（中国科学技术大学，合肥，230026）

1. 概况

安庆长江公路大桥在当地政府几十年坚持不懈地努力下，1999 年 12 月，国家计委终于下达了经国务院批准的项目建议书。据此，安庆长江公路大桥办，委托安徽省公路勘测设计院牵头，长委长江科学院、长委综合勘测局、交通部西南水运科研所、安徽省地调院等多家单位参加组成了工程勘测队伍。工作任务主要是：对大桥预可研究报告中提出的Ⅰ、Ⅲ号预选桥位线进行工程可行性研究，并具体提出首选桥位线。物探工作的任务，是对可能穿过安庆市西南大桥附近的区域地质构造进行研究，并对地层稳定性进行评价。

2. Ⅰ、Ⅲ号候选桥位线工程地质情况

区域地质资料显示：在长江南岸的Ⅰ、Ⅲ号桥位线周围均为第四纪粘土覆盖，为长江冲积平原和河漫滩阶地，地形较为平坦，下伏基岩为白垩系宣南组红层。据周围资料，南部可能有一条区域性断裂穿过，由于为覆盖区，迹象不明。

钻探资料表明：Ⅰ、Ⅲ号桥位线工程地质情况均良好，主要特征为：粘土、亚粘土、新近沉积粘性土、粉砂、卵石、软石（粉砂岩红层），其中，粉砂岩可作为大桥的持力层。但Ⅰ号桥位线覆盖层较厚（25～55m），Ⅲ号桥位线覆盖层稍浅（30～50m），Ⅰ号桥位线基底起伏比Ⅲ号桥位线明显。

遥感航片资料显示：Ⅰ号桥位长江北岸为轻度侵蚀、后退缓慢、岸线稳定，南岸稳定性较差；Ⅲ号桥位距鹅眉洲头较近，由于鹅眉洲头位于河道分汊顶点，冲刷侵蚀作用较强，洲头迅速后退，与 20 世纪 70 年代比较，已后退 1850m，稳定性较差。

3. 区域重磁异常分析处理

从 1∶20 万区域重力异常图上可以看出：在安庆市东南侧有一呈北东走向的重力低带，长约 30Km，宽约 5Km，重力低带两侧为明显的重力梯度带，Δg 落差约 $3\sim4\times10\sim5m/S^2$ 明显由断裂构造引起。结合 1∶5 万航磁资料分析，异常总体为一弱磁区，但在市区及周围异常较为紊乱，因厂房、工业建筑等铁磁性物体干扰，有不规则异常出现，通过滤波及数据处理，异常也呈北东走向排列，二者对应关系较好，通过对重磁资料进行多参数数据处理，利用方向导数和垂向导数结果，确定了断裂的具体位置及延伸方向，断裂取名为长枫。推断结果为一隐伏断裂，倾向南东，因延伸较长，规模较大，可能为中新生代断陷盆地的边缘反映，但近期没有活动迹象，尚属稳定。

4. 建议及验证

就物探重磁资料推断提出的长枫断裂的具体位置及规模等，长委综合勘测局等单位利用浅震等方法在推断的位置布置了三条短剖面进行验证，发现了波速变异带，又在波速变异带位置作了钻孔验证，在 54m 处发现了断裂破碎带。

综合以上成果，分析认为：由于长枫断裂规模较大，切剖较深，虽然对建桥稳定性不存在致命影响，但由于离Ⅰ、Ⅲ号桥位线南岸引桥较近，应尽量避开。相比较Ⅲ号桥位线南岸引桥距断裂较近，受断裂影响相对较大，建议以Ⅰ号桥位线为设计首选桥位为宜。这项建议很快得到了安徽省公路勘测设计院等设计单位的重视并已采纳。此项工作也再次证明了物探工作在覆盖区及深部工程地质勘查中的优势和作用。

探地雷达在公路路基质量检测中的应用

谢昭晖

（北京市勘察设计研究院地基检测所，北京，100038）

1. 前言

近年来，随着国家对基础设施建设的加大投入，公路建设尤其是高等级公路建设突飞猛进。由于施工队伍的参差不齐，公路路基质量检测越来越受到建设单位和设计人员的重视。传统的检测方法是在路面上钻孔取芯进行检测，钻孔法最大的优点是直观，但其缺点也很明显：对路面具有一定的破坏性；以点代面、检测精度低，不能全面评价路基质量；检测速度慢，周期长，费时费力。利用探地雷达对路基质量进行检测具备优质高效的特点：不破坏路面；具有很高的分辨率，检测质量可靠；快速移动、快速采样和实时显示，检测效率高。

2. 工作方法和技术

探地雷达通过各种频率的天线能向地下发射十几 MHz～几千 MHz 的高频电磁波，根据要探测的对象和深度选择合适的天线。我们在公路路基质量检测中一般使用 100～900MHz 的屏蔽天线，但为探测埋深较大（大于 20m）的溶洞或煤矿采空区时，则常常使用十几～几十 MHz 的棍状组合天线（MLF）。测线一般沿公路路面进行，线距视工程性质和探测对象的几何形态而定。实际检测中根据现场测试信号质量，合理选择时窗、增益的大小和叠加次数，以消除各种电磁干扰，获得较好的测试效果。

3. 雷达图象的处理与解释

（1）公路路面结构与主要病害：公路的结构从上到下一般分为面层（约 15cm）、基层（约 30cm）、垫层（约 25cm）和路基。公路路基往往由于其下面存在地质病害、地基土软弱、压实度不够、承载力不足等原因导致路基产生过量下沉，形成空洞、裂缝，甚至发生滑塌，公路路面在车辆荷载的反复作用下会逐渐损坏，导致路面开裂、沉陷。

（2）数据处理过程：野外采集获得的雷达图象在室内一般进行下列处理：编辑标记、调整水平比例、进行地形修正和距离修正；有时需消除水平系统噪声、多次波、衍射或高频噪声，必要时采用增益调整、滤波、偏移和静校正等数字处理技术，以获得明显直观的探地雷达检测图象，然后结合公路路基的地质结构和施工特点进行雷达探测结果解释。

（3）雷达图象特征：对于非磁性物质，电磁波的反射特性仅仅与介质的介电常数有关，反射系数的大小取决于界面上下各层的介电常数的差异。由于公路及路基大多数为层状结构，所以雷达反射图象的特征表现为明显的层状介质的反射波特性，但当结构层或路基损坏时，图象中连续的层状反射波出现扭曲、变形。路基中的空洞、脱空等病害在雷达图象中也有明显的反射信号：较大的空洞表现为较明显的洞穴型双曲线反射波组，有的空洞会产生绕射波；当地下水沿着裂缝侵入到路基的某层时，使得其含水量明显增多，由于水的相对介电常数为 81，故该层与其上下地层的介电常数的差异会增大，此时的雷达图象可见明显的高含水性反射波的特点；当路基岩土产生沉陷时，沉陷带与周围地层产生错动，形成断层或裂缝，在雷达图象中表现为明显的反射同相轴不连续，出现错位或断开。

4. 工程实例

G108 国道 K127～K129 的部分路段近年来路基发生了大面积垂向和侧向变形，在每年雨季期间，路基的沉陷、变形活动尤为强烈。2000 年 7 月，我院采用 SIR—2 型探地雷达对其进行探测，图象显示：K127＋74～＋100、＋133～＋168、＋176～＋205 和 K128＋436～＋500 四段从基层、垫层到路基地层反射面呈多种弧形面形态，推测为路基地层下沉所致，沉陷量最大处达 0.6m；在上述路段的局部可见含水量增大地层的明显反射。雷达探测成果与地质调查结果相符。

探地雷达测量参数设置研究

邓居智　刘庆成
（华东地质学院资环系，江西抚州，344000）

当前，探地雷达的应用范围已覆盖了考古、矿产资源勘探、工程地质勘查、无损检测及工程建筑物结构调查等众多领域，由于它具有快速、高效、分辨率高、图像直观且进行的是无损探测等优点，国内外地球物理工作者对其表现出了极大的热情，使得其应用领域越来越广。利用探地雷达来确定地下介质的分布情况，关键是要获取真实、直观的探地雷达资料，以便进行正确解释，获取有效信号的根本是数据采集，而测量参数选择合适与否关系到数据采集的效果。因此在进行探地雷达的数据采集阶段，应尽量选取适当的测量参数，以使所要了解的地下目的物或地层能在探地雷达图像上有一个直观、清晰、正确的显示。

STR－2 型探地雷达的测量参数主要包括天线中心频率、时窗、采样率、增益以及测量时天线离地的高度和天线的方向等，若使用的是低频天线则还包括测点点距以及发射接收天线间距。对于上述参数，人们往往只注意天线中心频率和时窗的选取而忽视增益设置以及测量时天线距地面高度的影响，实验研究表明，这两个参数的选取对测量效果也有较大的影响。

本次试验研究采用的是 SIR－2 型探地雷达及其配套的 500MHz 高频天线，主要研究时窗的选取、增益设置、天线中心频率的选择及测量时与地面的耦合情况等对数据采集效果的影响。

1. 时窗的选取

时窗是探地雷达数据采集时必须设置的一个参数，其单位为纳秒(ns)，用户通过这个参数确定探地雷达主机系统在发射雷达脉冲信号后多长时间开始记录经地下地质体反射回的雷达波，即控制雷达波在地下传播的时间，实验表明此参数的选取对雷达探测效果的影响不大，选取此参数时只要注意保证雷达波能够到达欲探测的目的体即可。

2. 增益的设置

综观国内外有关探地雷达方面的文章，很少有人涉及到数据采集时增益参数设置的研究，这就使许多地球物理工作者认为增益对数据采集的影响不大，习惯采用自动增益。SIR－2 探地雷达采用的是随时间变化(TVG)增益，增益参数可以设置为自动或手动。本人通过实验研究发现，对于 SIR－2 探地雷达，数据采集时增益设置是否恰当对所采集的数据有着很大的影响。实验结果表明，采用手动增益所采集的数据质量高于采用自动增益所采集的雷达数据，同时，在设置增益参数时应尽量使雷达天线置于正常场处。

3. 天线中心频率的选择

目前有两种选取探测雷达中心频率的方法：一种是 Annan 给出的当空间分辨率大约为目标深度的 25%情况下，探地雷达的天线中心频率与探测深度的经验数据表；另一种是常用的计算公式 $f=\frac{150}{x\sqrt{\varepsilon}}$(MHz)，本研究表明利用公式计算来选择探地雷达的天线中心频率均能取得较好和探测效果。

4. 测量时雷达天线距地面高度的影响

在进行探地雷达野外数据采集时，原则上应该使雷达天线尽量与地面耦合。但在使用 SIR－2 探地雷达的低频天线进行探测时，往往将天线挑在肩膀上进行测量，即使是使用高频组合天线，由于野外采集条件的限制，也常将天线抬离地面一定高度进行测量，为了弄清楚测量时天线离开地面一定高度时对采集数据的影响，本次研究专门做了这方面的实验，研究结果表明，模型体的雷达响应随测量时天线离地面高度的增大而减弱，当此高度达到一定时，模型体在雷达剖面上将没有响应，这表明在进行雷达探测时就尽量使天线与地面耦合良好。

小波变换方法提高 LTD-3R 公路探测雷达分辨率

方广有

(信息产业部电子 22 所,青岛,266071)

对公路层厚检测设备的基本要求是:工作效率高、检测精度高、无损伤、结果判读容易等。基于毫微秒脉冲电子技术发展起来的无载频脉冲探地雷达,由于其具有良好的媒质穿透能力和对探侧目标的高分辨能力,使得该技术在高速公路建设和使用维护中都得到了一定程度的应用,取得了比较好的探测结果。但是,在实际应用中,往往会发现在雷达实时输出的图象中,各沥青层之间的界面不够明确,较深层界面的反射更是模糊不清。造成这一结果的原因主要有:①浅层沥青层之间的界面引起的微弱反射波在时间上基本落入雷达系统直达波窗口中,直达波主要有收发天线之间的直接耦合和地表面引起的反射波两部分组成,显然,直达波的幅度要比沥青层界面产生的反射波幅度大得多。②为了满足对沥青层厚度高精度检测的要求,雷达工作频率要比较高,通常收发天线的中心频率和带宽都在 1GHz 以上。由脉冲电磁波在有耗媒质中的传播特性知,媒质对脉冲中的高频分量衰减大,即有耗媒质对电磁波呈现低通滤波特性,这样,频率在 1GHz 左右的电磁波在沥青层传播时,其能量快速衰减,较深层沥青层(例如第三层、第四层等)引起的反射波更是很弱。③由于有耗媒质的低通滤波特性和雷达系统本身的低频信号干扰,使得雷达接收数据中除了强大的直达波干扰外,往往还存在大量的低频分量干扰;另外,来自外界和雷达系统本身的高频随机干扰也很大;使得本来就十分微弱的沥青层界面产生的反射波更加模糊不清。另外,由于在高速公路探测中需要检测的是媒质分层界面,不能再利用减去平均值等方法去除直达波干扰。对于接收数据中的低频和高频随机干扰,如果采用常规的带通滤波技术,往往在滤除干扰信号的同时,也使本来就很微弱的界面反射信号受到削弱。因此,如何有效地去除干扰和提升界面反射信号是探地雷达在地下分层媒质探测中要重点解决的难题。

由地震信号处理技术知,基于希尔伯特变换(HT)方法计算信号的瞬时参数,例如,瞬时相位和瞬时频率等,可以很好地放大深部构造产生的弱反射波。但希尔伯特变换方法最大的弱点就是抗噪声干扰能力极差,在放大地下界面弱小反射波的同时,干扰噪声也得到同样提升,有时应用效果很不明显。

由近年发展起来的小波变换理论知,通过选择合适的小波函数,对实信号施行连续小波变换(CWT)和反变换,可以得到其复信号,进而能够得到信号的瞬时相位和瞬时频率等瞬时参数。与希尔伯特变换方法不同是,由于小波变换对信号具有良好的局部时频分辨能力和恒 Q 滤波特性,使得该方法能够很好地滤除信号中的高频和低频干扰,同时通过信号的瞬时相位或瞬时频率将地下界面产生的微弱反射波放大。

LTD-3R 公路探测雷达是我所研制生产的一种高分辨率地下目标探测雷达,天线的中心频率为 1GHz。该雷达在实际探测应用时,可以很好地分辨出沥青层和二灰碎石层等不同性质介质之间的分界面。但由于如上所述的原因,即由于受到来自直达波和雷达系统本身的低频信号干扰等原因,有时很难从雷达实时输出的剖面图上分辨出不同沥青层之间的分界面。利用小波变换方法对雷达输出数据进行带通滤波,滤除数据中的高频和低频干扰信号。对滤波后雷达数据施行连续小波变换,当基本小波函数为复值(解析)小波时,由于小波变换是一种线性变换,因此,变换后的雷达信号是复值(解析)信号,进而可以计算其瞬时相位和瞬时频率等信号的瞬时参数。通过瞬时相位或频率剖面可以追踪出沥青层之间的分界面。

经过实际探测数据处理,证明了该方法在提高 LTD-3R 公路探测雷达分辨率的有效性,并在实际工程探测中得到了很好的应用。

本研究由国家自然科学基金重点项目(69831020)资助

探地雷达在岩溶探测中的应用

熊章强　方根显

(华东地质学院资源与环境工程系，抚州，344000)

1. 问题的提出

岩溶的形成与发育主要与地层岩性、地质构造和地下水活动等因素有关。岩溶经常形成于厚块状可溶性的纯灰岩地层，多沿岩层层面或断层破碎带发育成溶洞。岩溶洞穴与其围岩之间，一般存在明显的密度、电导率和介电性等差异，因此，可用探地雷达来探明岩溶地区岩溶洞穴的分布情况。但由于岩溶地区的地质情况非常复杂，给岩溶探测带来了较大的困难。探地雷达因其发射的电磁波频段常为 10^7Hz 以上数量级，在地层介质中的雷达波波长一般为 0.1～2m，所以在探测浅部地层介质时，具有比其它物探方法更高的分辨率；另外，由于石灰岩对雷达波的吸收相对于其它地层介质具有较低的衰减系数，因而，探地雷达在灰岩地区一般具有较理想的探测深度。下面通过一个实例来讨论探地雷达技术在岩溶探测中的应用。

2. 江西乐平大桥桥基探测

江西乐平大桥在基桩施工过程中，2—2 号桥墩钻孔钻至 43.90 米时，出现大面积溶洞坍塌，致使施工停止。为使乐平大桥能够顺利施工，要求用探地雷达探测 1—9 号桥墩基础溶洞分布和发育情况，为大桥的下一步施工提供地质依据。

该区地层自上而下分为：素填土，层厚 3～7 米；亚粘土，层厚 0.3～11.0 米；圆砾土，层厚 3.0～25.1 米，砾石含量 50%左右；白垩系泥质粉砂岩：该层分布在 7～9 号墩，层厚为 0.50～14.0 米；白垩系钙质粉砂岩，该层在 5～7 号墩有分布，受构造影响，岩层裂隙发育，风化强烈；石炭系灰岩，该层厚度变化较大，灰岩顶面埋深一般大于 30 米，岩体裂隙、溶洞发育，溶洞内充填物为粘土夹灰岩碎石碎块，稀软，含水量高。

针对以上地质情况，本次工作选用美国产 SIR—2 型探地雷达，天线主频选为 40MHz；天线距为 2 米；时窗取为 1200ns 其最大探测深度约为 50～70m；采样率是以记录道的样点数来表示的，如果采样率为天线中心频率的 8 倍，则采样率可求得并确定为 N＝380；测量方式采用点测方法，测点距离为 0.5 米。由于测区正在施工，电缆、钢筋以及其他钢铁设施在工地上随处都是，影响电磁波的激发与接收。为了尽量减少干扰，布置成不规则形的测网，我们共布置了 26 条测线，总长 930 米。

通过对各条雷达探测剖面分析，可得各种介质雷达反射波的特征。素填土和圆砾土：该层介质不均一，上下界面又有起伏，其雷达波同相轴表现为随界面上下起伏的不连续的条带状，强度大，周期长；泥质和钙质粉砂岩：该层介质较均一，雷达波同相轴相对比较连续，振幅较弱，在 5～7 号墩之间反射比较零乱，这可解释为受构造裂隙影响之故；灰岩：致密灰岩的雷达图像特征是非常弱的反射，且周期较短；溶洞：在灰岩中出现溶洞，当溶洞为空洞或充水时其雷达图像特点是被溶洞侧壁的强反射所包围的弱反射空间，溶洞底界面的反射则不太明显，而当溶洞上方土体被冲蚀或塌陷而充填了上覆物质（粘土或砂土）时，则雷达波在充填物与灰岩之间的界面上会出现强反射，因此，可以根据这些溶洞的反射波的特征圈出溶洞的位置及发育程度。

从对雷达图像分析可知：在 1～9 号桥墩基础之间存在 22 个溶洞，空间上呈大小不一的囊状体分布，垂向发育，直径从 2.0～8.5 米不等，深度在 26.0～62.0 米之间，其中在 2～7 号墩之间溶洞较发育，尤其在 5～7 号墩之间由于受构造影响而形成溶洞群。而在 2—2 桥墩出现面积约为 15m×6m 的规模较大的溶洞，溶洞顶面埋深 44 米，推断底面埋深约 72 米。

探地雷达干扰波形的特征分析

方根显 熊章强 邓居智

(华东地质学院,临川,344000)

前言

由于探地雷达是一种高分辨率的探测技术,可以对地下浅层地质体进行快速调查。从而使得该技术在工程地质勘察、地下障碍物调查、灾害地质调查、公路无损检测等多个领域中得到广泛应用。但该方法技术由于是利用高频电磁波束的反射来探测地下目的体的,电磁干扰现象严重。特别是在已开始施工的工地,以及一些特殊场地,干扰现象有时严重影响探地雷达数据的质量。如何采集到信噪比较高的信号,克服干扰因素。如何判读干扰信号,消除或压制干扰信号就是我们工作人员的任务了。

实例一

江西省乐平市乐平大桥在 2－2 号基桩施工中,出现大面积塌陷,至使施工停止。为了查明 1～9 号桥墩地下岩洞的分布情况。我们选择了 SIR－2 型地质雷达来完成上述任务。天线主频选用 40MHz 的天线,天线距为 2 米。时窗选择 1200ns,采用点测方式,测点距离为 0.5 米。由于工地已进入施工阶段,地面钢筋、铁管、供电电缆以及已竖立的钢筋混泥土桥柱成为测量的严重干扰物质。为了获得较高的信号信噪比,我们采取了一系列措施,测线布设时尽量避开铁制物质、数据采集时采用 600 次垂向叠加、数据处理过程中进行频率滤波。由于采取了必要的防范措施,使得地质雷达数据可靠地反映出了地下岩溶的分布情况。其中已竖立的钢筋混凝土在地质雷达波形图上的干扰波形特点是在 0～1200ns 范围内振幅非常大且没有衰减,其同相轴呈上凸双曲线形,同相轴有一定长度,严重影响数据的质量,影响图形异常的判读。地面钢筋、铁管、供电电缆在地质雷达波形图上的干扰波形特点是振幅大,呈正弦波形,同相轴短。

实例二

浙江省常山市常山港大桥在基桩钻进中,发现地下岩溶分布较多,至使钻进工作受影响。为了查明水上部分设计桥墩位置的地下岩洞分布情况。我们选择了地质雷达来完成上述任务。天线主频选用 40MHz 的天线,天线距为 2 米。时窗选择 1000ns,采用连测方式。在深水区,我们将整个仪器系统放在木质小船中,用尼龙绳来牵引前进。数据采集过程中发现地质雷达波形图上出现半圆形的同相轴,在时间剖面图上至上而下半圆形的同相轴一圈套一圈且振幅不衰减。该现象时有时无。经过分析和考察发现该现象是由河岸工地上工人电焊所引起。叫电焊工人停止电焊后,采集过程中再没有发现半圆圈现象。在浅水区,我们将天线放在汽车内轮上,牵引汽车内轮前进,数据采集时地质雷达时间剖面图上间隔性地出现波形异常,表现为低频强振幅。分析原因时发现,在牵引汽车内轮前进时,受水流作用汽车内轮发生晃动,天线时有击水现象,每次天线击水在地质雷达时间剖面图上就会出现波形异常。改进后,数据正常。

体会

从上两例我们可以发现,在地质雷达数据采集过程中,外界干扰因素严重影响数据的质量,施工中应该及时分析各种有规律的异常,查找干扰因素,及时有效地排除干扰,对不能排除的干扰因素,应在数据处理中采取必要的手段和措施,提高信号的信噪比。

衡枣高速公路采空区路段地球物理探测

张宗岭

(中南大学地质系,长沙,410083)

前言

查明路基下的挖煤采空区最经济最有效的方法就是投入合适的物探方法探察。针对衡枣高速公路第 12 标段(k1454+920~k145+960)采空区实际,采用了地震反射法与电测深法。

1. 工程地质概况

地形地貌:K145+900~K145+980 地段标高在 109~114m 之间,地形平坦。勘察区位于水田中,给物探施工带来困难。

地层岩性:工区内地表是耕植土,呈灰黄、灰黑色,结构松散,含核物根系,系水田、油茶山表土。其下为第四系更新统,为高液限黏土,呈红褐色、黄褐色,半坚硬—硬塑状,厚度变化大。下覆岩层为石炭系下统地层,岩性主要为灰岩、泥灰岩、夹炭质页岩,厚层状,隐晶质结构,岩性坚硬,节理、裂隙较发育,但绝大部分已被方解石充填。工作区含碳。

2. 工程布置及物探工作方法

在 K145+944 右侧 14m 左右有一乡民采煤硐口,但已不存在任何明显标志。工区处在一块形状不规则的稻田里,为有效控制采空区的范围,及时追索采空巷道走向,灵活布置了勘测剖面。

在资料分析和方法试验的基础上,采用了高密度电测深法和浅层地震反射法。对于浅层地震反射法我们采用了最佳偏移距技术,即根据一定接收排列长度的实验结果,确定地下界面反射波,并选取反射层位比较丰富,受振源干扰波影响较小的地震记录道所对应的炮检距。本工区偏移距定为 1m。取单点激发,单道接收和多次叠加的施工方案。点距 0.5m 或 1m。计算公式为:$h=v.t/2$;式中:v—波速,单位 m/ms;t—反射波旅行时,单位 ms;h—采空位置深度,单位 m。

电测深法投入的是三极测深法,测深点距为 1m 或 2m,$(AB/2)_{max}=100m$,$MN/2=0.5m$,3m。

计算时对电测深资料还采用了可以提高异常分辨能力的 K 剖面法数据处理并参与了推断解释。计算公式:$k_s=\lg(\rho_n/\rho_{n-1})/\lg(AO_n/AO_{n-1})$;式中:K—反射系数,$\rho_n$,$\rho_{n-1}$—分别为两个相邻极距计算出的电阻率,$AO_n$,$AO_{n-1}$—为相邻极距,单位 m。

3. 资料分析和地质解释

上述物探方法采集的数据,经计算处理之后,绘制出多张电测深拟断面图。从图中可以清楚地看到,图中圈定的低阻异常中心对应了通往洞口倾斜巷道和采煤巷道的相对深度。推断采煤巷道埋深 6~8m。在浅层地震波形图相应的测道上,根据波形、振幅等特征确定出空洞的位置,再据反射波走时计算出采空区深度,推算深度亦在 6~8m 之间。最后绘出了采空区轴线走向在地面投影位置及地层断面图,同时布设了两个验证钻孔。打钻揭示的采空区顶、底面深度分别是 7.40~8.18m 和 7.00~7.90m。可见物探工作取得的效果令人满意。

结论

该工区投入浅层地震法并采用最佳偏移距技术是成功的;采用高密度三极电测深法是正确的。采用两种物探方法配合起到了发挥各自长处和相互映证效果。K 剖面法解释也起到了较好的辅助作用。

陆地声纳浅层地震勘探技术

孙宏志
（中国矿业大学计算中心，北京，100083）

为适应地下小构造的高分辨率探测及狭窄工作环境的需要，近年来我们通过方法设计试验和仪器的制造、数据处理方法的研究和处理软件的编制等一系列工作，形成了一套极浅层高精度勘察的特殊工程地震勘探成套技术——陆地声纳浅层勘探技术。具有如下特点：

●零偏移距（或极小偏移距）

●单道连续采集工作方式

特别适合于狭窄、复杂环境下的浅层高分辨率地震勘探。在煤矿井下巷道开挖面的超前探测及地面浅表层地震调查工作中都取得良好的地质效果。

1. 原理

在震源附近一个极窄小的区域内存在着一个最佳反射波观测接收窗口，其高频特性非常好，干扰波少，反射能量强。但由于其区域狭窄，在常规地震勘探中根本就无法利用，因此从理论上和实践上都没有给予足够的重视。在浅表层勘探和地下岩巷或掌子面前方的高分辨率探测工作中，探测深度使得可使用廉价高效的小型震源，这时的工作效率已不是主要问题，而分辨能力则成为主要矛盾。这样，激发点附近的最佳观测接收窗口就成为设计探测方法的最佳接收区段，据此而设计了陆地声纳浅层地震勘探技术。

2. 方法特点

在以上原理基础上，设计了一套工作方法，并根据所接收到的信号特点对浅层地震仪进行全面改进而设计完成了FY—20陆地声纳地震仪，及其数据处理软件SZSECTN陆地声纳数据处理软件包。该方法主要有以下四个特点：①仪器轻便，两到三人使用陆地声纳方法的采集方式即可高效地完成勘测任务；②工作方法简单有效，可适应狭小工作环境，如岩巷掘进头的超前探测等；③在现场形成陆地声纳剖面，边采集边解释的工作方式便于提高工作效率；④高频宽带超短余振子波记录的特点使其分辨率高于其它方法。

3. 采集方法

单道自激自收式的数据采集，然后直接拼接成似 t_0 时间剖面，在此时间剖面基础上进行处理和地质解释。由于地震波的主频得到了较大的提高，使采用此方法所获得的剖面的精细程度大大超过了常规地震勘探剖面特别是在极浅层时更为明显。

4. 实例效果分析

陆地声纳法已在包括隧道和巷道掌子面前方地质预报，浅层高分辨率探查、岩溶探查、圬工建筑物质量检测等多方面几十个工点的工作中取得了好效果，本文仅举一例：煤矿井下这一特殊环境下的工作一例，在煤巷向下探测下伏煤层及本层煤残余厚度，从陆地声纳剖面上可见煤层残厚约0.4米，下伏煤层深6.3米，厚1.3米。反射波主频1000HZ左右，剖面信噪比高、分辨能力较好。在剖面上明显可见多处岩层节理裂隙，已标出的小断层的断距约0.5米。据此资料，为煤矿提供了下方煤层的厚度变化情况，为下伏煤层的采区设计提供了依据。

5. 结束语

通过以上实例可看出，这一方法的应用效果好，具有分辨率高，抗干扰能力强，施工操作简单等特点，特别适用于井下等狭窄工作环境下进行施工。其数据处理工作亦相对简单，可实现数据的现场处理和解释。

用反射波频谱分析对比法检测浆砌片石挡墙质量

钟世航

（铁道部科学研究院，北京，100081）

浆砌片石挡墙是铁路、公路的重要圬工建筑。它多由民工队包工修建，质量控制较困难；挡墙建成后人们难以观察到它内部的情况，不易发现隐患。不乏通车后挡墙坍塌的事故，甚至发生路肩挡墙支护的高填路段突然坍垮，致火车颠覆车毁人亡的重大事故。

作者于 90 年代中作了总长 5km 的挡墙检测，选择了直达纵波波速、瑞雷面波法和反射波频谱分析法进行了试验。前两种方法是利用浆砌片石中的水泥砂浆质量不好可导致 V_P 或 V_R 降低这一原理，但试验发现，方法虽可行，但灵敏度不够高，而且片石的岩性也会影响波速，不能制定统一分级标准。而反射波频谱分析对比则不存在这些干扰。

1. 方法原理

在挡墙外表面用锤击法激发震波，在激震点旁用高频宽带检波器接收。因挡墙表层的浆砌片石都会砌得中规中矩，所接受到的直达波和最浅表层片石的反射波的频谱与激震子波完全一致；而挡墙内侧面的频谱则反映了挡墙的密实情况。如果挡墙施工质量很好（定之为 A 级），则反射波的频谱与激震的子波没有什么差别；如果挡墙内部片石间的水泥砂浆缺失，或水泥砂浆强度很低，就相当于在挡墙内部有许多空洞，在弹性波透过挡墙时，其高频成分会被散射损失，挡墙内面的反射波中高频成分损失很多，反映深部反射走时段落的 FFT 功率谱中，优势频率必低于直达波和反映挡墙浅部走时段者，而且低端频率也会降低。挡墙中水泥砂浆不密实越严重，其内侧面反射波的优势频率及低端频率降低得越多。

2. 现场数据采集

采用“陆地声纳”法的检波器和仪器，它们在 3Hz－4kHz 频率范围内的频率特性曲线是与横坐标（频率）平行的直线，不会因频率而失真。用黄油作检波器与挡墙面的耦合剂，以 8 磅锤加激发杆激震。仪器采集窗口为 50Hz～4kHz。每个测点实测时间仅几秒钟。仪器本身为虚拟型接收机，由便携式微机控制和存储数据，并用它作 FFT 分析。

3. 检测结果

对分布在 30km 的线路上总长 5km 的挡墙几百个测点作激震子波和挡墙内侧面反射波功率谱对比，根据其优势频率和低端频率降低的百分比值可分为 A、B、C_1、C_2、D、5 个等级，每个等级优势频率和低截频率差在 10％以上，分辨率是很高的。为更细地判别，并分出 A—B、B—C 两个中间等级。

挡墙的质量评定并没有定量的标准，因此，分的这些等级的合格线和优、良线以及必须作加固处理的线，还要由其它因素决定。为此选择了各不同等级共 6 处凿开观察，发现目测观察的结果与由反射波频谱分出的级别惊人地吻合；其二是用陆地声纳法在典型点（共 12 处）作 1m 长的短剖面，剖面上 5cm 一个测点。发现 A 级（反射波频谱无任何变化）者的剖面所反映的挡墙中无任何空洞；B 级者剖面中反映有 2 个空洞，C 级有 3～6 个空洞；D 级者（反射波优势频率和低截频率降低了 50％以上）有 6 个以上空洞；其三是考虑挡墙高矮，同样是 C 级，C_1 级低墙可不作处理，高墙则需处理。

4. 小结

采用宽频带的接收仪器设备，用锤击激震，测取挡墙内面反射波，将它与激震子波作对比，根据墙内面反射波功率谱中优势频率和低端频率的降低情况判定挡墙内部质量，有相当高的分辨率及稳定性；而且因是每一测点自身激震子波与反射波的对比，在不同段挡墙检测中，不受片石选取的岩石材质、粘结的水泥砂浆配比、水泥牌号等干扰。这是一个可行的好方法。但工作量尚不够大，一些问题研究得还不够深，还有待于在实践中发展。

地震映像法检测混凝土构件完整性的方法研究

单娜琳
(桂林工学院资源与环境工程系，桂林，541004)

高层建筑地下室的地梁、桩承台等许多钢筋混凝土构件，在施工过程中如振动不足或其它原因，则会在构件中形成空洞或蜂窝，或构件结合部位造成离淅，使混凝土构件强度下降。但构件施工之后，却不容易判断其内部的质量情况。为了达到不损坏混凝土构件，检测混凝土构件内部质量的目的，采用地震映像法(又称为共偏移距法，工作时激发点和接收点保持固定的距离沿剖面逐点测量)，对已知有不均匀体存在的构件进行试验，混凝土构件内部如有蜂窝或空洞存在，则介质的密度及弹性波的传播速度也随之变化，形成不均匀异常体，在异常处地震波的传播时间及波形会发生变化，据此检测出弹性性质异常的位置，对资料的几何学和动力学特征进行了对比分析，得到解决问题的方法，在实际测试工作中取得了较好的效果。但由于有限尺寸构件波场的复杂性，这种检测方法还需要进一步在理论上和实践中探讨和研究。

1. 在混凝土构件裂缝上的试验

试验位置选在楼房预制板地面上，二块预制板板间用水泥填充，结合处下方为房屋的横梁。由于振动等原因，联接处的水泥已开裂，地面可见 1～2mm 的裂缝，连接处的水泥与预制板的强度有较大差异，为低速异常体。测线垂直于联接处布置，试验参数为偏移距 40cm 和 60cm、点距 20cm 和 10cm，检波器频率 100Hz，采样间隔 50μs。记录中可清楚地看到异常处直达波和其它波到达时间延迟及房屋横梁产生的绕射波；根据不同偏移距离和点距变化的测试结果可知，反映水泥连接处的低速异常体存在的波形形态与偏移距离和点距有关。当接收点和激发点位于裂缝两侧时，裂缝的影响即出现在地震记录上。异常体在地震记录上产生的异常范围不但与异常体本身的宽度有关还与偏移距离有关。根据地震映像的试验结果，可以得到确定异常位置和判断异常体尺寸的方法。

2. 混凝土构件中存在的局部不均匀体上的试验

为便于电缆等通过，在混凝土构件中埋设的铁管、塑料管。虽然铁管、塑料管管壁很薄，但与混凝土有明显的物性差异，所以表现出明显的绕射波异常。已知存在铁管的地梁宽 30cm，高 90cm、钢管直径 15cm，距离地梁顶面 20cm。从波形图上可以看到明显的双曲线形态的绕射波同相轴，由于有规则几何体存在，产生的绕射波易于识别。

3. 检测实例

广西玉林外贸大楼高层建筑工地，监理人员对混凝土灌注质量提出质疑，因此采用不损害地梁等混凝土构件的方法检测构件的混凝土均匀性。检测工作采用 SWS—1G 型多功能工程检测系统进行，用 100Hz 检波器接收，采样间隔 50μs，偏移距为 60cm，点距 10cm。采用小铁锤作为震源，信号频率约为 700～1000Hz。大多数地梁上的地震映像波形图上的波至时间和波形宽度基本一致，振幅衰减程度相似，即地梁质量较好。局部地梁中有不均匀体存在，从波形记录可以看到明显的绕射波及波至时间、波形宽度和振幅的变化。这些变化反映了异常体的存在及异常体大小。检测工作达到了监理人员的要求。

堤坝隐患的快速检测技术

敦振国
(中国地震局地球物理勘探中心,郑州,450002)

河水泛滥,堤坝崩塌,常造成人民生命财产的重大损失。面对这一严重问题,各级政府无不倍加重视。解决堤坝隐患的快速检测技术,也就成为科技界的当务之急。当前,堤坝隐患的检测,不外乎借助于常规的物探和钻探,而这些手段大都存在效率低、成本高和易受干扰等缺欠。同时它们仅限于点、线、面,很少能够直接解决"体"的问题。因此,实际应用中存在一定的局限性。为此,笔者依据其 1985 年创立的"人工地震空腔谐振法"及其大量的勘测实验结果(刊登于 1990 年《中国地球物理学会年刊》及《河南地球物理科学论文集》河南科学技术出版社·1993),提出了本文的《堤坝隐患的快速检测技术》。

一般情况下,正常的堤坝具有坚实、致密和稳定性好的特点,而存在隐患的堤坝则常有质地疏松、柔软,甚至常伴有空洞和断裂等。它们反应在坝体的谐振频率动态特性和静态特性上,有着很大差异。这就是我们用以进行堤坝隐患检测的物理基础和基本原理。

该项技术的突出特点,除了连续整体观测概念外,还在于以最快的速度,在较大的范围,取得具有一定精度的堤坝稳定性参数,以供决策者进行宏观实时抉择,这就是它的时效性。可以设想,当洪水猖獗,堤坝欲决之际,这一"时效性"绝对具有极其重要的意义。

当然,该项技术的作用,还在于为堤坝隐患的微观详查提供宏观依据。可以想象,在漫长的堤坝上寻找几十米,甚至几米的危险段,确实难如"大海捞针"。离开宏观控制,准确及时的微观处理很难实现。

为了达到快速检测的目的,该项技术中,采用宽频全自动的信号检测设备,应用现代高速计算机技术进行信号实时分析处理。值得提到的是空间定位系统,它采用最新的卫星定位技术,进行实时定位。谐振源的激励设备以及快速运载工具,二者是合为一体的。为了实现最佳的检测效果,需要专门配备谐振源的频率调节装置。

该项技术的主要技术指标:①运行检测速度　　≤km/h;②水平检测宽度　　约 10m;③垂直检测深度　　约 20m;④异常相对分辨率　　±5%

该项技术的整体观测性、连续性、时效性以及宏观控制作用等大都通过现代技术得以实现,其先进性是可以肯定的。该项技术的应用,除解决堤坝隐患问题外,还可在路基勘测以及环保等方面推广使用。

工程VSP和井间CT技术联合反演的研究及应用

田宗勇[①] 刘永华[②] 黄小军[①] 刘海涛[①]

(1 水利部长江勘测技术研究所,武汉,430011;2 长安大学,西安,710054)

工程VSP和井间CT技术的联合反演的方法(简称联合法),是综合工程VSP技术和井间CT技术的各自优势,对联合采集的数据进行联合反演、解译。在单孔情况下,应用联合法的VSP技术可以获取钻孔周围垂向速度以及井旁岩性特征;在双孔或多孔时,应用VSP技术的处理结果作井间CT反演初始模型及边界条件,用VSP初至走时和井间透射波走时反演计算,充分地利用孔中(间)地震信息,提高勘探成果的质量。

联合法的野外数据采集的工作方法、资料处理的流程及工艺以及对最终成果的综合解释方法是研究的重点,同时还研制了适合工程勘探用的灵活、轻便的多级三分量探头。对井间CT技术,主要对影响反演结果的诸多因素如观测系统、单元划分、计算参数的选取等开展了研究,并建立了井间CT野外数据采集规划设计系统;对工程VSP技术,重点对常规的VSP、多变偏移距VSP等数据采集技术开展了研究,根据工程勘探的特点,研究并提出了完整的工程VSP数据处理的流程与工艺。

应用研究表明:①在钻孔或平硐中,联合法获取的成果资料中具有丰富的地质信息,这是仅仅利用首波走时信息的勘探方法所不能替代的检测技术;②利用VSP和井间CT数据采集方式的兼容性,几乎在不增加勘探费用的情况下,便可获取井间CT和逆VSP两种地震资料,当井间距不大时,还能够获取变偏移距(WVSP)数据,从而将使多种地震资料的成果信息与地质现象之间的联系更为密切,使得对复杂工程地质问题的研究步入一个新的台阶;③联合法能够获取观测孔段或平硐岩体内部的速度参数(v_p、v_s)、地震波传播特性参数(频率、振幅、波形特征)、以及反射界面阻抗特性以及精细的时深关系等,VSP层位技术对零偏移剖面解释方法均可在工程地质勘察中成功的运用。对于井旁构造现象分析、钻孔前方地层预测和岩体力学性质评估,在采集数据信噪比较好的情况下亦可取得理想的成果;④研制的手控机械推靠方式的多级三分量探头,使工程VSP方法在干孔中亦可应用;⑤联合法的应用,在单孔时可以获取钻孔周围垂向速度的分布及井旁岩性特征,在双孔或多孔时将克服单一的工程VSP和井间CT技术的不足,充分利用孔中(间)地震信息,可提高勘探成果的质量;⑥浅地表的工程地质环境在给VSP方法带来某些技术难点的同时,也给此方法技术的研究和应用提供了更为广阔的空间。例如,在能源界至今尚不能用于工业实现的一些前沿技术,在工程勘探领域都有可能发展成为一系列新颖的实用技术,象井中多次叠加和组合接收技术、多道三分量定向观测、井中激发三维逆VSP方法等,在浅地表条件下可实现性极大地增强,进而使得勘探手段更加完备,成果更丰富、精细;⑦随着工程VSP和井间CT的联合反演技术的应用,工程勘察用的地震仪今后亦应往多道方向发展,如36道、48道等,以更好地满足工程勘探需求。

联合法已应用于长江三峡工程永久船闸NB6排水洞勘探,重庆市地下排水管道选址工程勘察项目。该文为水利部水利科技开发项目资助课题,编号SJ9609

双频激电在路基病害探测中的应用

吕绍林 杨天春

(中南大学,长沙,410083)

1. 概述

在道路勘察设计和施工过程中,经常会遇到设计路基下方存在各种类型的路基病害。地下空洞、软土地基等不良地质体的存在常使路基失稳,造成路基、路面、桥梁、涵洞等构筑物的破坏,对公路工程危害极大,是造成重大道路毁坏事故的重要隐患。如沪嘉高速公路由于软土地基沉降,从 1988~1994 年就造成近 5000 万元的经济损失;长常高速公路在施工过程中,在 K83+245~K83+540 段出现较大面积的路基整体下沉,并且路基层与底基层出现脱离,最大下沉达 8cm 左右,同时在路基上还可见裂缝存在;永连公路(湘境段)K57+500~K62+500 为典型的碳酸盐岩溶地貌,在地表发现多处大、中、小型的溶洞,其中出露最大规模的溶洞延伸超过 5 公里。若不查明道路工程范围内这些病害隐患的分布规律,不采取有效的处治措施,不仅会造成工程投资浪费,而且会直接影响工程施工进度和工程质量。

2. 应用效果

在永连公路溶洞勘察中,双频激电法主要采用对称四极、联合剖面、偶极、五极纵轴测深等装置。通过探测成果可知:麻江中桥附近第四系覆盖层厚度南薄北厚;在测深点 300/1 深度约 7~11m 处、测深点 324/2 点深 12~15m 处存在溶洞或破碎体。岩门口中桥基岩埋深较浅,5 线测深剖面 36~44 号点约 18m 深处、48 号点约 38m 深度存在溶蚀洞及破碎体。通过 5KM 电法工作可知,溶蚀沟、溶蚀槽、破碎带、溶洞等主要集中在 K58+200~K58+600、K58+850~K59+000、K59+500~K60+800、K61+700~K61+830 等地段;此外,在 10 线的 K57+933、K58+000、K58+100 附近,14 线的 K58+670 附近,16 线 K59+260~K59+390 附近,18 线的 K62+070 附近存在溶洞。通过工程地质调查与测绘、浅层地震勘探、地质雷达探测等工作,进一步验证了电法推断成果的可靠性,并提出了具体处置措施。

长常高速公路路基结构层中,低液限粘土的土质差,属偏高压缩性的软弱下卧层,容许承载力 60~80KPa,该层的存在可能是造成路基下沉的原因,也是我们检测工作所要查明的目标体。据已知的工程钻探成果,部分钻孔见低液限粘土,该层的埋深在 14m 左右。根据探测工作的目的,并结合现场情况,作者采用高密度集中电流法进行检测。施工时在一见较厚的低液限粘土的钻孔中布置充电电极,另一电极离此钻孔水平距离 800m 布置。检测采用高能可充电电池供电,供电电流为 300mA 左右。结合测区的工程地质特征,开展面积性的测量工作,测线沿路面中心线走向布置,共布置侧线 15 条,以路面中心线为对称展开。根据探测结果,及时更改了探测路段处病害处治的方案,由原来的 300 米全段处治,更改为对其中 100 米软卧底分布区进行处治,工程量减少三分之二,节约处治工程费用约 400 万元,这为合理设计处治方案,确保工程质量提供了科学的依据。

3. 结论

(1)利用双频道激电仪,对路基病害进行检测,能准确圈定空洞、软土地基等病害的分布范围。

(2)本文介绍的双频激电探测方法技术,具有检测结果可靠、速度快、非破坏性等特点,特别是在路基病害普查中能消除传统钻探方法一孔之见、代表性差等缺陷;可在今后高等级公路路基勘察和病害防治工程中推广应用。

高密度电阻率方法对非金属地下管道的探测效果

李清林　范　文　张建志　黄帮武　王　雷

(中国地震局地球物理勘探中心,郑州,450002)

1.序言

综合地下管网包括所有地下管线,主要有:供水、燃气、电力、电信、污水、雨水管网及一些未知的隐蔽设施等,非金属管道是其中很重要的组成部分。由于被测工区通常情况较复杂,往往无现成资料(属盲探),未知的、意想不到的情况较多,且多数综合地下管网探测的目的是为现场施工、设计提供准确的资料。在现实情况中,由于漏查、误查等原因而导致的施工事故也屡见不鲜。正是由于综合地下管线探测情况的复杂性、多样性、未知性,故仅靠金属管线探测仪是远远不够的。尤其是非金属管道的探测,更需要研究和使用更多更有效的探测仪器和方法。

2.方法技术

高密度电阻率法就其原理而言,与传统的电阻率方法完全相同,它仍然是以岩(矿)石的导电性差异为基础的电测方法,研究在施加电场作用下,地下导电流的分布规律。高密度电阻率法最大的特点是电极可以沿测线同时布设几十到几百根,仪器按选定的供电、测量排列方式自动采集所有电极的电位值。电极距可以视探测深度和探测目标体的尺度设置到很小的距离(最小极距可设置到10cm左右),并且可以同时采集地面和井中的数据,充分体现了高密度的特点。多方位大量的数据为反演成像打下了良好的基础,为高精度、高分辨率、小目标体的浅层勘探提供了可靠的保证。该方法可用于剖面测量、面积性三维电性细结构成像。

使用重庆奔腾数控技术研究所生产的WGMD—1型高密度电阻率测量系统。该系统以WJDJ—1多功能直流激电仪为测控主机,配以WDZJ—1多路电极转换器(电极60路)。特点为:电极布设一次完成;能有效进行多种电极排列方式的参数测定,可以获得较丰富的关于地电结构的信息;可以实现现场资料的实时处理或脱机处理,大大提高了智能化程度;与传统电阻率法相比,具有成本低、效率高、信息丰富、解释方便等优点。

测量剖面垂直被测非金属管道布设,采用固定断面扫描测量,最常用的电极装置为α排列(温纳装置)、β排列(偶极装置)等。该方法一次测量可完成一条固定断面下方的16条剖面552个测点的数据采集工作。

3.资料解释及其勘探效果

图1(略)为郑州市市政管理处张花庄污水泵站地下污水管道高密度电阻率(ρs)测量结果。(a)、(b)分别为1剖面、2剖面(和1剖面平行)β排列的测量结果;(c)为2剖面α排列的测量结果。可以看出,β排列测量的结果,均展示出在6#、23#桩位附近二维视电阻率ρs曲线呈现高阻、等值线密集、梯度较大、异常为单峰状等特征。而同剖面α排列的测量结果,同样呈现为高阻、等值线密集、梯度大的特点,唯一不同的是异常为双峰状。经开挖验证,两根排污管道分别位于6#和23#桩位下方,埋深2.5m,管材为水泥管。

图2(略)为南阳市温泉花园排污沟(方涵)高密度电阻率剖面(α排列)测量结果。和图1(C)相似,该污水沟在高密度电阻率测量二维剖面上呈现出高阻展布、等值线密集、梯度大且为双峰状的异常特征。该污水沟埋深1.2m,管径约1.0m,材质为砖混结构。

图3(略)为南阳市区一条跨街暗河的高密度电阻率剖面(α排列)测量结果。跨街暗河的宽度较大(约为2～3m),两侧岸基不同,一侧为砖砌,一侧为混凝土结构。在电剖面上呈现为高阻、等值线密集、梯度大、双峰状的异常特征,但其双峰异常的表现形式与图1和图2不同,两个峰值一大一小、,一长一短。究其根源,因其材质的不同而导致电阻率值的明显差异。

高密度电阻率成像技术的分辨率问题

谢忠球　温佩琳

（中南大学地球物理勘察新技术研究所，长沙，410083）

了解地下介质的精细结构及其性状是工程和环境探测工作经常遇到的问题。它对探测技术的分辨能力提出了较高的要求。目前，采用多电极排列的直流电阻率成像技术—高密度电阻率法的应用越来越广泛。它提供了一种比常规电阻率法更为有效的也更复杂的数据采集方式。由于许多人对这种技术解决复杂问题的能力了解并不深入，因此，对它的研究与探讨是十分必要的。

高密度电阻率法分辨率的影响因素较多，不仅受采样率、信噪比及地形影响，还主要受装置的分辨特性、视电阻率曲线形态、装置探测深度及定量关系等影响。我们针对目前常用的三位电极系进行了对比研究。认为温纳四极振荡稍好，但异常幅值不大；偶极—偶极装置的异常幅值相对较大，分辨能力较强，但振荡却很剧烈，甚至高阻体上方出现低阻异常，反之亦然。不同的装置对于不同的探侧目标具有不同的分辨率和探测深度。对于高密度电阻率法，偶极采集系统适应于浅部探测，温纳采集系统适应于深部探测，但温纳装置测量分解狭窄垂向结构比较困难。对于接地条件差、供电电流较小、地电干扰严重的环境，温纳采集系统具有一定的优势。应该根据地电条件和已知目标做方法选择试验确定装置系统。

除了测量装置外，数据处理技术是提高分辨率的重要手段之一。为了提高解释精度，一般应该进行正、反演计算。根据地电条件和装置系统，以及正演模拟结果的分析，可以有针对性地进行高通或低通滤波处理，消除或减小表层干扰和由于极距变化而引起的振荡干扰，但是，在实际工作中，一般都忽视了这一工作。在正演计算中，为了增加处理问题的灵活性，加快计算速度，我们采用了边界元和有限元耦合法。因为反演解释的重要性，研究着重于有关反演技术对比研究，特别是二维反演技术。研究了神经网络法等反演方法。各种反演方法的分辨率不同，二维反演结果比一维反演结果的分辨率明显增加。通过二维反演可能分辨出某些精细特征。关于地形影响，对高密度电阻率法常用装置的地形影响特征进行了研究。为了提高分辨率，在数据处理中地形改正是必须的。由于电缆布置的长度增大，测量的电位会更小，干扰的影响相对增大，噪声水平普遍增加。从而使数据的信噪比降低，影响分辨精细结构的能力。模拟研究结果表明，噪声对复杂结构的分辨率影响大，而对简单模型的反演结果差别不大。对电阻率进行平滑（滤波）处理后，反演结果分辨率明显增加，但随深度的增加，分辨率下降。研究认为接地电阻高可能导致测量结果的不可靠，可能分辨不出小规模的结构。不同数据密度的模型反演结果分辨率不同，增加数据密度，反演结果的分辨率明显增加。应该综合分析各种极距的视电阻率及其比值参数的剖面图、段面图、立体图等，以及统计处理形成的用灰阶表示的等级段面图，有助于提高目标的分辨率。

通过研究各种条件下测量装置的分辨率以及地形、噪声等对分辨率的影响，对提高分辨率的数据处理技术进行了比较系统的研究，总结了一套比较实用的测量技术系统，在实际工作中取得了较好应用效果。湘江长沙地段某防洪堤工程，采用了高分辨率浅层地震技术和高密度电阻率法。工作地区地电干扰严重、浅地表不均匀性及横向变化大。经过野外试验，选择了合适的测量技术和数据处理技术，探测效果较好。高密度电阻率法结果和浅层地震测量结果对比性好，显示该段防洪堤存在的几处渗漏带，与地质调查相吻合。

三维高密度电法勘探及试验

董浩斌　王传雷　唐筱晖

（中国地质大学地球物理系，武汉，430074）

地质体常常以三维的形式存在于自然界中，使用三维模型才能精确地解释其结构。但三维勘探还没有达到应用水平，原因是仪器难和费用高。现在，两个主要的技术问题得到初步解决：一是仪器可以同时进行多个读数，这对于节省勘探时间是很更要的；二是微机运算速度的提高，使得大数据量的反演可以在短时间内完成。这将使三维高密度电法勘探实用化。

1. 三维高密度电法勘探的排列类型

三维高密度电法勘探中经常使用单极—单极、单极—偶极和偶极—偶极装置，这是因为其它装置在测网边缘处仅能获得很少的数据信息。

(1)单极—单极装置，通常使用 E—Scan 方法，在这种情况下，每个电极依次作为供电电极，其它电极顺序为测量电极。由 n 个电极可以获得测量数据的个数 $n_{max}=n(n-1)/2$。对于 5×5、7×7、10×10 的测网，测量数据分别为 300、1176 和 4500 个。为了减少测量数据而又不至于降低勘探质量，另一种称为"过对角线扫描"的测量方式被采用，在这种方法中，只需在 X、Y 和过供电电极的对角线方向上的电极测量电位即可。对于 7×7 测网来说，这种方法的测量数据减少到 476 个，大约是 E—Scan 法的 1/3。单极—单极装置有两个主要缺点，一是分辨率较低，在最后的反演模型中对地下目的体反映不清晰，二是要求供电和测量的无穷远电极必须离测网足够远。

(2)单极—偶极装置适合于大中型测网(大于或等于 12×12)。单极—偶极装置优于单极—单极装置。其分辨率较高，抗干扰能力强，因为两个电位电极布设在测网内。与偶极—偶极相比，单—偶获得的信号更强。因为单极—偶极装置的电极不是对称布置的，所以需要做正向和反向的测量。为了克服极距系数 n 增大时带来的信号强度较低的问题，增大测量极间距 a 获得地下较深处的信息。偶极—偶极装置常用于测网密度大于 12×12 的勘探，特别是当选择无穷远极不方便时。这种装置最大的缺点就是信号强度比较低，这个问题可以通过提高测量极距 a 来解决。

2. 三维高密度电法勘探的方法

为了覆盖足够大的测区面积，实用的三维勘探的测网密度最小为 16×16。这将需要 256 个电极，一般的仪器系统难以满足要求。一种用少量电极数来做大的测区的方法是应用二维勘探中的多次覆盖技术。例如，用 50 个电极的仪器来做 10×10 测网的方法是：先在 X 方向布设两次 10×5 测网，再沿 Y 方向布设两次 10×5 的测网，这样就覆盖了 10×10 测网。有时候，三维勘探数据由二维勘探获得，每条二维勘探线上获得的数据首先分别进行反演以给出二维剖面，最后，数据合并成三维数据集，并用三维软件进行反演以得到三维图像，这样获得的三维图像的质量比完全应用三维勘探所获得的要差。不过这种降次而得的三维数据也可以揭示出沿测线方向明显的电阻率的变化。

3. 三维数据处理

三维数据解释的模型分为几层，每一层又细分为许多矩形块，用有限差分法或有限元法进行三维电阻率正、反演计算。

4. 三维高密度电法勘探试验

试验是在实验室水槽中进行，使用仪器为中国地质大学研制生产的 GMD—2 分布式高密度电法仪(该仪器电极达 240 根)。由于水槽面积有限，用电极 49 根，排成 7×7 测网，电极距 10cm。扫描方式 E—Scan，测量排列方式单极—单极和偶极—偶极两种方式。试验模型为低阻铜球和高阻长方体。从试验结果看，单极—单极排列在两种模型做的结果较好。偶极—偶极排列似乎不是很理想，分析原因有二：一是电极数少，一排只有 7 根，当 n=1 时数据只有 5 个；二是水槽小，四壁和底部影响较大。下一步将试验移至室外，对埋在地下的模型进行测量。该试验的最终目的是工程地质勘察。

地下巷道电测深勘查深部矿床

葛为中　　　　胡新发
(桂林工学院 541004)　(永州质检站 425006)

1. 矿井物探与巷道深部物探

矿山地下巷道物探可分为矿井物探和巷道深部物探两类。矿井物探已有几十年的历史,它主要是应用电法、地震等方法了解巷道顶、底板或所在岩层内的地质情况;探查巷道旁或井、巷之间的盲矿、构造、采空区和陷落柱;解决开挖和掘进中的采探问题、水文问题和灾害问题。煤炭系统曾完成多项矿井物探专题研究。矿井电法勘探有直流电剖面法,高密度电法,巷道顶、底板电测深,层测深法,直流电透视法,无线电波透视法和探地雷达等。巷道深部物探旨在探测离巷道较远范围(如百米以上)的深部隐伏矿、采空区或突水构造。若在地下几百米巷道深处的道内开展深部物探工作,就可能找到地面物探难以发现的巷道底板下几百米深部的隐伏矿床。各种电测深方法是巷道深部物探的首选方法。如大极距电阻率测深和激电测深、频率测深、瞬变电磁法等。大功率充电法、大极距电剖面和巷道间直流电透视法也可应用。

2. 巷道电测深法

(1)巷道大极距直流测深　将地面常规电阻率或激电测深移植地下。为减少巷道影响,供电极置于巷道底板与侧壁交界边上。其电极邻域属3/4空间电场,极距(r)很小时,电位 $U=I\rho/3\pi r$。极距较大时视为全空间电场。实际工作中又将测量电极置于与供电电极相对的巷道底边,其巷道空腔在全空间的影响还可减小。

考虑地面空气界面的水平层状介质模型,地下全空间点源电场电位公式和视电阻率、视极化率计算理论已有系统研究,为巷道直流电法解释奠定了基础。倘若巷道上部地电断面基本清楚,则可对巷道下部地电断面作定性、定量解释。

巷道电测深装置和极距要根据巷道情况选择。在长巷道中可用对称、三极或偶极测深,在复杂巷道内可开展全空间的双极—偶极电测深,其AB双极固定后,不断改变MN测量偶极的位置,逐步增大极距。

(2)巷道交变电磁场法　地面电磁法也可移入地下巷道观测。如地面发射交变电磁场在巷道内接收的频率测深法或瞬变电磁法。水平层状介质的地电模型,这两种方法地面发射、地下接收的电磁场理论已有初步研究。地下发射接收的频率域或时间域电磁测深技术和理论的研究也应开展。地面水平电偶极源、赤道偶极装置频率测深,既可在地下巷道中接收,又能在地面的巷道投影测线上接收,同时进行地面、地下频率测深,有利于资料对比分析。与直流电法相比,频率测深有巷道中允许的测定范围较宽、勘探深度较大、工作效率高的长处。

3. 巷道电测深在金属矿山的应用

某有色金属矿山的浅部勘探程度较高,资源已有危机。矿山要求在地下300m处的一条汽车运输巷道中开展深部物、化探找矿研究。在地面和若干水平中段岩矿石电参数测试和统计的基础上,我们在1.5km长的巷道中,以100m点距布置测深点,开展了巷道内直流电测深以及地面发射巷道内接收频率测深。对巷道剖面视电阻率曲线和等值断面图进行解释,结合巷道内高精度磁测曲线分析,获得巷道下部300m以下深部物探异常。为危急矿山的深部隐伏矿床勘查提供了基础资料。

数据可视化处理系统在工程勘探中的应用

孙卫涛　董　渊　杨慧珠

（清华大学工程力学系，北京，100084）

在堤岸边坡抛投根石是堤坝防洪工程中减弱水流冲蚀的一种有效防护方法。堤坝防护和巩固工作，要求查明根石的真实分布情况。X—STAR 全波谱基底剖面生成系统是先进的近海及海岸水下数据采集和处理设备。该系统具有高效、快捷、操作简单、定位精确等特点，首次在黄河堤坝水下探测中检测出了根石的分布，对其他水下勘探工程也具有重大意义。

该数据采集系统还存在一些问题。首先，对采集的数据文件动态回放性差，不能反映水下地层分布的空间特征，冗余数据量大。其次，该系统没有生成水下基底真实形状三维立体图，不利于及时处理原始数据。作者采用基于 VC＋＋和 OpenGL 技术的在 Windows98/NT 环境下运行的可视化编程方法，形成 X－STAR 数据处理解释软件系统。该系统具有极强的人机交互界面、图形处理和数据分析能力，对于判断根石的水下分布情况具有重要的作用。

OpenGL（Open Graphics Library）是一个性能卓越的三维图形工业标准，提供了快捷自然的图形绘制命令，独立于系统软硬件平台，具备良好的可移植性。OpenGL 通过状态模式实现对基本图形（如点、线、多边形等）和复杂图形（如三维立体、空间曲面等）缩放、旋转和平移操作，光照、材质和纹理操作。OpenGL 不但为三维图形操作提供低层支持（如：基本几何图元、光照模式、坐标变换及帧缓冲区操作等），还支持图像与帧缓存之间的传输等操作以及纹理映射等。

按照真实空间位置重排数据，采取优化数据文件，自动抽取有用信息，剔除冗余数据的方法，快速分析大量采样数据。在高性能个人计算机上使用可视化编程方法和 OpenGL 绘图工具，实现信息的图形化、立体化。系统具备道增益的功能，对信号振幅进行增益，可以突出反射界面的真实位置，减少噪音的干扰，得到可信的根石分布模型；系统的偏移模块，使用了改进的数据偏移方法，形成水下界面真实的形状的数据体，处理结果能反映根石的真实分布情况；采用自动追踪加人工干预的方式进行同相轴的追踪和拾取，具有很强的交互功能，完成追踪之后，存储反射面数据到导航文件中，为二维、三维图形处理提供了基本数据。

可视化系统具有较强的图形处理功能，直观的对数据进行分析、解释，指出水下基底、根石分布情况。探测区域全景俯视图提供了探测点的分布图，根据需求对感兴趣的局部区域进行细致处理，克服了数据欠缺、数据不理想等因素造成的解释处理和显示中的偏差。对根石分布曲面的任意方向剖切，可以给出某方位上河底根石的曲线分布图线，并输出图形，为解释、显示处理结果提供了方便。X—STAR 数据处理解释系统具有良好的人机交互界面，可以通过窗口上的功能按钮和文本框实现用户控制，便于根据实际要求有重点的处理显示局部数据。

黄河花园口某坝段实例表明，可视化软件系统与 X－Star 系统衔接合理，方便读取实测数据并进行处理。水底根石反射界面三维立体图和任意方位的剖面符合实测数据的情况，与实际锥探结果对比，两者吻合的很好。同时，成果图对于数据采集点合理分布也有指导意义。

随着微机性能的不断提高，图形硬件的高速发展，以往只有在大型工作站上才能运行的高质量图形处理程序，已经可以毫不费力的移植到微机上了。可以预见将来的工程数据处理软件会将运算模块更加安全的封装在界面背后，交互解释模块与用户的接口会更加友好。数据三维可视化显示及交互图形处理解释日益成为勘探工程中数据处理的发展趋势。

原位岩体各向异性的地脉动研究

谢忠球　温佩琳

（中南大学地球物理勘察新技术研究所，长沙，410083）

天然岩体是一种复杂的地质结构体，严格的说是一种各向异性介质。各向异性与晶体本身结构、地层结构、定向排列的裂隙、作用在孔洞和裂隙分布带上的应力等等有关，定向排列裂隙会导致介质弹性各向异性和其它物理属性各向异性。天然岩体的动力学特性是各向异性的。隧道掘进、高层建筑施工、废物处理等工程必须考虑岩体的动力学特性，因此，岩体各向异性的研究是受地球物理、岩土工程、工程力学界等广泛关注的前沿课题。对岩体各向异性、工程施工与运行过程中介质性状（各向异性）的动态变化的探测技术与研究手段的研究，有重要的理论意义和实用价值。

由于横波与岩体的物理性质、动力学特性及各向异性密切相关，因此，横波分裂的研究，是人们研究各向异性的重要手段。近年来发现纵波方位速度与变化特征与裂缝的分布具有一定的对应关系，提出用纵波来研究各向异性。事实上，通过纵、横波或多波结合可以获得全波场源信息，因此，这是研究各向异性最有效的手段。由于人工全波场震源和三分量观测比常规二维地震更困难，因此，利用三分量地震勘探进行岩体各向异性的研究进展缓慢。地脉动是一种天然的全波场源。它是各类环境振动的综合反应，是一种轻微的、比较规则的、周期性的连续振动，频带较宽，其周期从几十分之一秒到一分钟以上。近几十年来，地脉动的应用领域越来越广泛，如地震预测、建筑结构强度评估及抗震性能鉴定、地下构造的探测等等，而且目前利用地脉动进行构造反演已经能达到人工地震同样的精度、更大的深度。实际资料表明地脉动的主要成分是表面波，因此，利用三分量地脉动提取横波，同时利用其中的纵波进行各向异性的研究是可行的。

在地脉动的研究中，主要研究地脉动与岩体的物理性质、动力学特性及各向异性的关系。目前，人们在理论上已经做了一些工作，并取得了一些进展。通过利用地脉动进行地震预测的研究，一般认为介质由裂隙串通、扩容、进水等引起的不均匀性、各向异性和粘滞性的变化，导致波的射线方向、波形时间函数和相应波谱的变化，从而引起地脉动特性的变化。应力作用可能改变原有EDA（各向异性）裂隙的性质并产生新的EDA裂隙。这会导致地脉动各种运动学和动力学特性的变化。人们对地面脉动谱和地震地面运动反应谱的关系有截然不同的认识。有的学者认为强震动和常时微动的谱有比较类似的频谱特性，有的学者通过对不同场地的土层地震反应谱分析，认为不同场地的加速度反应谱，在不同的地震波作用下有明显不同的特性。有些场地的谱特性与输入波的关系不大，有些场地则反之。认为地脉动水平分量的的频率结构具有准各向同性，但实际资料也表明这一结论并不具有普遍意义。我们通过对地面脉动谱和地震地面运动反应谱的比较和研究后，认为这种差异和场地的各向异性程度有关，和岩土各向异性的频率特性有关（即物理性质的相关性导致的各向异性发生在一定的频率范围内）。可以认为地脉动的运动学和动力学特性的变化反映了岩体的物理性质、动力学特性及其各向异性。

本文提出了用三分量地脉动研究岩体各向异性和动力学特性的新技术。通过本文的研究与讨论可以得出几点结论：利用三分量地脉动来研究岩体各向异性、岩体的动力学特性及其空间特征是可行的。表层岩体的非均匀性对地脉动的影响、用于有效信息提取的数据观测技术和处理方法是问题的关键，特别是研究岩体各向异性和动力学特性的新参数，对于地脉动测试中剧烈变化噪声的识别及其它噪声影响的消除技术、反演方法的研究等技术。

层析成像(CT)技术在桥墩灌浆加固质量检测的应用

何良军　严国英

(浙江省地球物理技术应用研究所,杭州,311115)

为客观、合理评价桥梁桩基、桥墩(台)、混凝土大坝等基础工程的质量状况,常规测试手段难以满足工程的实际需要。为了对其内部质量状况反映更完整形象,层析成像(CT)技术发展成为这类测试的有效方法之一。

层析成像(CT)技术根据资料输入的不同可为三种,即走时反演成像,振幅成像和波场反演成像。作者采用了走时反演成像,其基本原理为:波在介质中传播时,波的射线走时是速度V(x,y)和几何路径的函数,对于第j条射线,射线走时t_j可用式

$$t_j=\int_{Rj}\frac{1}{V(x,y)}ds=\int_{Rj}X(x,y)ds\cdots\cdots \quad (1)$$

将成像区域离散成若干规则的网格单元,则得到第j条射线的线性方程组:

$$t_j=\sum_{i=1}^{m}d_{ij}x_i(i=1,2,\cdots\cdots m)\cdots\cdots \quad (2)$$

上式中,d_{ij}是第j条射线穿过第i个网格单元的距离,x_i是第i个网格的慢度,m是网格单元总数,将N条射线所得到的方程写成矩阵形式为:

$$[T]=[D][X]\cdots\cdots \quad (3)$$

求解(1)式为正演过程,即对射线进行追踪,求解(3)式的过程为反演,即求得各网格的慢度值X(或速度值V)。

由于地下介质的非均匀性,地震波速变化较大,波的传播路径将会发生明显弯曲,根Fermat原理,波将沿最短走时路径传播,由这一准则对射线进行追踪。射线追踪有六种方法:分别为解析追踪法、角增量法、Langan法、特征线法、全局射线追踪法、扰动追踪法。其中扰动追踪法原理简单,不管速度场分布如何,总能找到最短路径。利用追踪所得路径进行反演计算,即可求得各网格单元波速值。

求解(3)式的反演算法有反投影技术(BPT,它是一种非迭代方法)、迭代重建算法(包括代数重建算法ART及联合迭代重建算法SIRT)。ART算法要求内存少,计算速度快,但收敛性较差,并依赖于初值选择;SIRT算法要求机器内存大,但收敛性好,是常用算法之一。投影类重建算法有共轭梯度最小二乘法(CGLS)和最小二乘QR法(LSQR),CGLS算法和LSQR算法适合于求解由于射线弯曲而且分布不均,且系数矩阵经常为病态的方程组,对于非病态的方程组,两种算法完全等效,对病态方程。LSQR算法则更稳定。

某桥墩采用浆砌片石作基础,在施工过程中发现桥墩有竖向裂缝,采用对基础及墩身进行压浆处理,为了验证效果,采用地震CT层析成像技术,查明各墩基础的密实度分布状态。具体做法:在每个墩上设置二个穿透基础的钻孔,深约7米,在墩上两端激发,激发点距0.5米,在两只钻孔内设置三分量检波器同时接收,接收点距0.5米,拾取各走时资料,通过CT软件的处理获得各桥墩的速度分布图。获得成果表明:各桥墩上部速度场(水位面以上)较高,下部速度场较低,即下部灌浆时由于地下水流动引起浆液流失,导致灌浆效果较差;桥墩中底部存在小于2500m/s的速度区,推测局部为砂砾石或强风化基础充填,孔隙率较高,灌浆效果较差。另外为了与上述桥墩的CT反演速度场作对比,选择另外一座内部为混凝土片石作基础的桥墩,CT测试表明其平均速度较高,且分布均匀、对称,而且速度场还高于经灌浆加固后的桥墩。

上述测试成果与后来钻孔揭露及结合注浆施工情况,认为CT测试结论与实际情况符合,CT层析成像技术因其精度高,能反映内部介质结构分布,资料显示直观、清晰,是一种有效解决此类问题的方法技术。

瞬态瑞利波法在混凝土质量快速无损检测中的应用

何正勤　吴庆举　　李张明
(中国地震局地球物理所,北京,100081)　(长江工程地球物理勘测院,湖北宜昌,443002)

作者利用瑞利面波法在三峡工程泄洪坝段进行混凝土质量快速无损检测试验,经检验钻孔取样证实,取得了良好的检测效果。为类似工程的混凝土质量检验提供了一种经济实用、快捷可靠的有效检测手段。

1. 相速度频散的实测方法比较

瞬态瑞利波勘探之所以受到广大物探专家的关注和重视,主要是因为该方法具有设备轻便、振源简单、生产效率高、探测速度快等特点。然而,在数据处理方面却存在着许多急待解决的问题。最关键的问题是如何精确测定和提取相速度频散曲线。

在天然地震的面波研究中,相速度频散的测定方法从早期的峰谷法、相位差法(互谱法)、F—K 速度滤波法发展到时域相关法和波场变换法,各种方法各有利弊,分别适用于不同的研究目的与应用领域。峰谷法精度低;互谱法速度快,稳定性差;F—K 滤波法稳定性好,分辨率较低;时域相关法稳定性好、分辨率高、数学计算较繁、计算速度慢;波场变换法速度快,分辨率也较低。其中 F—K 滤波与波场变换法只适用于共炮点多道记录,在介质横向速度变化不大情况下,进行地基分层和场地横波速度测量十分有效,因为得到的是场地一个排列下面介质物性的平均效应。而在砼质量检测中,要求在可靠性(稳定性)与分辨率两方面都要兼顾,针对该问题的特殊要求,我们根据时域相关法的基本思想,通过对算法的改进、调整和发展,研制出了独特新颖的适用于瞬态瑞利波勘探与质量检测数据处理的应用软件 TRWE,通过对实际资料的处理,取得了良好的效果。该数据处理软件可以用于两个检波点或任意多个检波点的观测方式,能解释被测介质整体速度结构特征和局部异常区域。在多个检波点的观测情况下,可以构成二维速度结构剖面。目前 PC 机计算速度日益提高,已完全能克服该方法计算速度慢的不足。时域互相关方法的数学原理和处理过程请参阅作者将要发表的另一篇成果论文。

2. 数据采集方法

如何在现场采集到高质量的瑞利面波波形数据是圆满实现勘测目标的必要保证。因此必须根据勘探项目的特点和要求选择可靠的观测系统,制定合理的观测方法,通过场地试验确定相关的数据采集参数。本次试验的检测对象为三峡工程泄洪坝段 5#、7# 和 15# 导流底孔底板下块的砼,勘探目的是检测 0—8 米深度范围内的非均匀异常体,例如不密实、架空或离析等缺陷的尺度与埋藏位置。试验中采用人工敲击振源,12 道高频检波器接收,记录设备为美国 Geometric 公司生产的 S12 型高分辨浅层地震仪。

3. 资料处理与成果分析

(1)资料的预处理。

(2)记录质量评价,用 SIPIK 软件显示共炮记录波形,挑选出质量优良的记录道。

(3)用 PWF 软件选取有效瑞利面波的速度窗和频率窗。

(4)通过台偶组合抽取形成台偶文件组存入 PHA. INP 文件中。

(5)用 PHA 测定多道记录的相速度频散曲线,或根据需要构成频散曲线剖面。速度—深度反演,成果分析与异常区域的圈定。

沉船爆破打捞作业的工程质量检测

王传雷 曲 赞 祁明松 吕邦来

(中国地质大学地球物理系,武汉,430074)

大多数人认为沉船打捞就是将沉船淤泥清理干净,用浮桶及绞车将其提升出水面,实际上这仅仅是对沉入水下时间不久的沉船的打捞方式,有时也用绞链将沉船切割分解后打捞,而对于年代远久,无文物价值和历史意义的,淤埋较深的沉船,常使用爆破打捞作业的方式进行。这样,就有一个工程质量检测——打捞净度评价技术的现实问题。因为常常随沉船打捞工作之后就要疏通航道,打捞不净就必然会影响后续工作。

传统的在沉船打捞后的质量检测方法是使用软、硬扫床的方式进行,所谓软扫床就是用船拖钢缆在工区水下拖拉,若拖拉住物体就作标记再捞;而硬扫床则是将硬质器材按施工设计要求的深度放入水下并固定在检测船上,检测船在测区内以依巡测。虽然这些传统的检测方法一直在航道部门使用,并作为沉船打捞、航道开通前的最后一道工序,但其效率及施工安全性一直是令施工和质检部门担心的问题。更主要的是这两种方式难以发现淤在河床中的较大沉船残片。

长江马当阻塞区位于江西彭泽县马当镇,河道中有沉船数十艘,是1938年初为阻止日本军队沿江入侵而沉入的。1999年使用物探方法,查明施工航道内的九条金属沉船后,在1999～2000年及2000～2001年的枯水期进行打捞,计划将沉船打捞后再按新的航行保证水深疏通航道。

首次打捞初期施工不顺,因为此处沉船已经过数次破坏性打捞,难以按设计方案整体打捞出水,因此改为爆破解体打捞。2000年5月初打捞结束,无法从捞出水的沉船残体来判别对该船的打捞净度。

应施工及航道质检单位的要求,作者考虑一种新的沉船打捞净度的检测方法。经分析,我们认为检测沉船的残片是否存在,是可以使用物探方法进行。场源与物理场之间的因果关系是投入物探方法的基础和保证。由于要求探测的深度限制及水上作业,使用金属探测器的方法被舍去,而选用高精度磁测的方法进行。

2000年5月在打捞后的M2磁异常区(水下有三条沉船)进行了检测。经过资料处理,以及与99年资料的综合分析,给出了关于M2磁异常下沉船打捞净度的检测结果。2001年4月,在马当阻塞区第二轮沉船打捞工作结束后,我们再次使用高精度磁测技术,对已打捞的M2、M3、M4、M6磁异常区进行沉船打捞净度的检测工作。

2000年的检测结果虽然施工单位当时难以接受,但质检和施工监理部门认可这一新的检测技术,而且2000～2001年枯水期对M2磁异常下三条沉船的继续打捞工作证实了此次检测结果。2001年4月的检测报告已经航道建设、质检中心、物探技术人员评审通过。长江航道质检中心已将这一检测技术作为对爆破解体打捞沉船作业方式的一种新的工程质量检测方法。

当然,在限定的深度内,要查明每一块爆破后的沉船金属残片是不可能的。航道质检部门要求的是提供沉船的打捞净度,并发现残留在淤泥中的足以影响航道疏通的有一定规模的沉船残体。在这一前提条件下,使用高精度磁测技术是可以胜任的。当然,必须注意要选择在枯水期水位较低时施工。

核地球物理方法在核废物库环境评价中的应用

方　方　李宽良　侯新生　张雄飞　王小琴
(成都理工学院，成都，610059)

"还给国家一片净土"是核工程退役工作的一项重要任务。某核工业工程已进入退役阶段，进行放射性地下废物暂存库的环境地质评价，是该工程退役前期环境整治和技术准备的主要工作。我们应用核地球物理测量方法，为查明核废物库区的环境地质条件，确定库体是否存在放射性泄漏污染，探索有关问题的机制，提供了必要和充分的依据，为核退役设施的环境整治，核放射性废物管理提供了经验。

我们在工作中根据任务需要和当地地质、地形特点，在核废物暂存库库区及周边地区开展了1：5000比例尺的水文地质工程地质调查，编制了区域环境地质图，在库体下方布置井探数个，沿库体两侧的溪流泉水采集水样，在工作区采集土样，并应用核地球物理方法进行了大量现场勘测工作。应用于核工程退役环境地质评价的核地球物理方法主要有：

地面γ总量测量。主要用于测定库区地表放射性辐射总量的分布，发现异常，追踪污染源及放射性核素迁移途径，为识别隐伏地层、岩性提供依据。工作中使用的是FD—802数字γ辐射仪。该方法能够在现场直接测量，测点布置灵活，不受地形、电磁干扰，追踪方便。

野外地面伽玛射线全谱测量。主要用于现场测定放射性污染地段的放射性核素性质，追踪核素源；测定库区放射性元素铀钍钾的分布，对比铀钍钾的特征，研究异常成因，为查明地层、岩性核断裂构造提供依据。工作中使用的是CD—10野外γ全谱仪和CD—3微机化四道γ能谱仪。该方法现场快速，可及时追踪放射性核素源，一次测量可获得多种参数。

壤中氡α测量。主要用于库区地表土壤中氡气分布测量，为查明隐伏断层提供依据，研究含水构造和异常的成因。工作中使用CD—1α杯测氡仪。这是一种累积测氡方法，灵敏度高，适宜在浮土覆盖地区工作。

水中氡α测量。主要用于地表溪水、泉水和竖井井中积水的氡气测量，发现异常，追踪来源，分析成因。工作中使用FD—3017RaA测氡仪。这是一种瞬时测氡方法，可以在现场及时获得测量结果，灵活方便。

竖井井壁γ编录。主要用于竖井井壁放射性测量，确定井内放射性与库内放射性废物之间的关系，探查库体是否发生泄露。工作中使用经过改装的FD—802数字γ辐射仪和CD—10野外γ全谱仪。

竖井井壁氡α测量。主要用于竖井井壁氡气测量，分析井内氡气与库体存放的放射性废物之间的关系，探查库体是否发生泄露。工作中使用经过改装的FD—3017RaA测氡仪。

此外，我们还对地表土壤、竖井井壁、地表溪水、竖井井底积水等区域采集了大量水样核土样，进行了室内物理与化学分析。

详细的调查研究结果表明，该放射性废物暂存库建于山脊包气带中，库体顶盖完好，降雨排往两侧深沟，库存放射性废物未受到淋溶作用，未发现库内核素迁移释放现象，无泄露问题。场区部分放射性异常点带，由场区围墙内的废物坑等地表污染物被降水淋溶下渗所致。因场内包气带的污染渗水量与两侧深沟溪流水量相比极其微弱，所以沟谷溪流没有受到放射性污染。为确保库体安全，建议采取工程措施，防止场区两侧深切冲沟对场区的冲刷作用，使场区两侧有较大的安全厚度，并定期进行核地球物理现场检测。

本研究由中国工程物理研究院核退役环境地质课题资助。

地下管线综合探测技术浅析

杨向东

（深圳市勘察测绘院，深圳，518026）

在城市地下管线普查、旧城改造、道路施工改造中强调利用综合地下管线无损检测的技术，同时，不同的管线权属单位更看重专业管线的资料，着力开展专项管线的探测工作。无论是综合管线还是单一管线，由于管线材质不同，其反映的地球物理场特征都不相同。因此，要利用综合地球物理探测方法开展地下管线检测工作。

1.不同材质的地球物理场特征不同

(1)水泥材质管道地球物理场特征：水泥材质管道具有高的电阻率，与周围介质存在有明显的电性差异，是良好的电磁波反射面，且因具有钢筋网框架结构，与周围介质还存在有微弱的磁性差异。

(2)煤气PVC材质管道地球物理场特征：PVC材质管道也是高阻体，与周围介质同样存在有明显的电性差异，因而也是良好的电磁波反射面。然而由于PVC管自身不带电，且为高阻体，因而无法通过充电或感应使之带电并产生二次感应电磁场。

(3)给水管及钢质煤气管道地球物理场特征：给水管及钢管煤气管道为金属良导体，尽管它不带电，但可以通过外加电磁场对其进行充电或感应，使之带电或产生激发电流，并在其周围空间产生一交变电磁场。

(4)电力线和通信线地球物理场特征：电力线和通信线因自身带电，在其周围空间存在有交变电磁场；而且电力线和通信线均为良导体，可以对其进行充电而激发产生二次交变电磁场。

2.不同材质的管线应采用不同的地球物理探测方法

对电力、电信以及金属质的管线，用管线探测仪；对非金属管线则采用调查和地质雷达探测相结合的方法。

应用电磁法探测地下管线时，使用了直接充电法和感应法，即先使导电性好的地下管线带电，然后在地面上测量由这些电流产生的电磁异常。直接充电法是将人工电流通过出露点接在管线上，用接收机直接接收一次场信号，来达到探测地下管线的目的。

感应法是通过发射机发出电磁波，遇到地下金属管线后，产生感应电流和感应电磁场，在地面上通过接收机探测二次电磁异常后，便可确定地下管线的位置和埋深；或者在有露头的地方，通过夹钳，直接传到金属管线和电缆上，由接收机进行连续追踪和定位；对于电力、电信管线，采用夹钳法就可以准确有效地将多条电缆逐条分辨出来。

探地雷达是利用高频电磁波以宽频带短脉冲形式由地面通过发射天线送人地下，由于周围介质与管线存在明显物性差异(主要是由电导率和介电常数)，使脉冲波在界面上产生反射和绕射回波，接收天线收到这种回波后，将信号传输到控制台，经计算机处理后，将雷达图像显示出来，并通过对雷达波形的分析、判断，来确定地下管线的位置和埋深。

3.应用实例

实例1 在深圳市深南大道改造工程地下管线探测中，我们采用了综合的管线探测仪和地质雷达相结合的方法，查清了指定范围内的各种管线，包括深度在几十厘米～1米、2米的电力、给水、煤气管，还有埋深超过4米的地下排洪渠和污水管，而这些非金属管是无法通过管线仪直接探测的。

实例2 在深圳市红岭、上步、华强立交桥建设工程地下管线探测中，在复杂地段，我们采用了包括直接充电法、感应法、夹钳法等综合的管线探测和地质雷达相结合的方法，也取得良好效果。

地下管道漏水探测中值得探讨的几个问题

李振宇 潘玉玲

(中国地质大学地球物理系,武汉,430074)

1. 我国地下管道漏水探测工作概况

我国是一个严重缺水的国家,人均水的占有量不足世界人均的1/4。我国有半数以上的城市缺水,严重缺水的有108个。在我国水资源形式极为严峻的情况下,不少城区、郊区和工矿企业等地下管道长期渗漏,不但制约了厂矿生产、影响居民正常生活,而且使建筑物地基遭到损坏,造成建筑物倒塌,危及人民生命安全,渗漏造成的损失难以估计,因此,开展与地下管道漏水探测有关的方法技术研究十分必要。

我国管道测漏工作起步较晚,但近几年来,随着城市建设和工农业的发展,这方面的工作发展很快,不少专业队伍和自来水公司购置了管道探测和测漏仪器,在城市管道检漏方面取得一定成效。目前,地下管道渗漏探测、定位的方法主要有水声法、相关仪法、噪声整合法、温度法、气体追踪法,管内调查法、地下雷达系统、传统的电法等。但是,对测漏方法的基础理论研究较少,对探测资料的解释技术尚不完备,有许多问题需要进一步研究和探讨。

2. 地下管道漏水产生的可能原因

造成地下管道漏水有种种原因:可大体概括为:①在一些老的工业城市,地下供水管道长期服役造成的管道老化;②在管道穿越地域存在酸、碱性土壤,使管道被腐蚀;③由于用水量增大,地下管道局部水压过高或高层建筑物或城市交通负荷加大造成地下供水管道水压增高,超出供水管道设计的承受力,使管道破裂;④道路施工和建筑地基开挖造成地下管道损坏,以及其它自然力破坏造成的地下管道损坏引起管道渗漏。

3. 值得深入研究的几个问题

(1)地下管道漏水探测的基础理论研究。①理论与实践相结合是科研工作的原则。系统分析研究地下管道渗漏的基本物理特征,并建立相关的数学模型,是深入开展工作的理论基础。笔者在这方面已做了一些工作。例如,对动电效应法测漏的原理及其相关的方法技术进行了研究和实践,较好地解决了接地条件困难时的电极接地技术、优选仪器、提高抗干扰能力等问题,并在实践中取得了明显的应用效果。②地下管道漏水探测技术应与当代高新技术相结合。根据地下管道渗漏的物理特征,应充分利用流体力学的理论,对自来水压力、流量、流阻的关系,建立起动态监测系统;应将流体网络、运筹学等有关的理论、混沌、分维、神经网络、灰色系统预测方法引入到此顶工作中,进而探索新的测漏方法和完善资料处理解释方法。

(2)倡导在复杂条件下进行多参数探测研究。

目前,虽已有多种测漏方法,但每个方法都有其局限性,因此,用多参数进行测漏是排除干扰,突出有用异常的必由之路。

(3)积累和总结地下管道渗漏监测、治理方法,建立合理的查漏,治理工作程序。

(4)建立地下管道渗漏的动态和长期监测系统(含专家系统)以保证及时根治漏水,提高城市管道管理水平。

总之,地下管道渗漏监测、治理是一项长期工作,涉及许多方面的研究课题,需要我们物探工作者做出不懈的努力。

中心回线瞬变电磁野外数据采集、处理解释软件系统

王华军[1] 梁庆九[2] 梁詠仁[2] 罗延钟[2]

(1 华侨大学,福建泉州,362011) (2 中国地质大学,武汉,430074)

瞬变电磁法(TEM)野外工作的效率及其资料解释的效果在很大程度上取决于与仪器配套的软件系统的优劣。本软件系统就是针对这一问题,针对电磁法中应用最广的中心回线法专门为中国地质大学资源仪器研究所最新开发的CUGTEM2001工程型瞬变电磁仪而研制的配套软件。该软件采用VC++6.0与Matlab混合编写,具有友好的Windows用户界面,易于操作;在野外工作时,该软件作为仪器的控制程序,在做好准备工作后,只需单击“开始”按钮,就可通过仪器进行数据采集;同时,该软件还具有实时数据采集和处理成图的功能,在完成一条剖面后能直接输出多测道剖面图和虚拟全区视电阻率拟断面图,给出解释成果图。

1. 软件系统的功能特点

(1)仪器工作参数半自动设置。针对在野外工作时,需设置的供电脉宽、叠加次数、采样率、供电电流、断电延时、放大倍率等一系列参数,但我们采用一体化的软硬件设计,使得用户可在弹出的“仪器设置”对话框中方便地输入部分参数(供电脉宽、叠加次数、采样率、供电电流),其它的让仪器通过自检自动确定(自动校正断电延时、放大倍率)。

(2)工区信息预置。软件提供的这一功能可让与工区有关的信息自动更新,如测点编号可按用户的需要自动增大或减小等,使野外数据采集的操作更加简单方便。

(3)数据采集过程可视化、便于实时监控。准备工作一旦完成,则可进行数据采集,在“数据采集”对话框中,采集时有进度条显示,另外两个窗口则分别用于显示数据的测点编号和供电电流、感应电动势及归一化衰减曲线。采集的数据直接由仪器通过串口通讯输入计算机,每个测点一个文件,允许多次观测,系统会将所有观测到的数据自动进行叠加以提高信噪比;还可对一条剖面的数据进行管理,如剔除噪声和坏数据等。

(4)时间道的选取可通过对话框手动或自动设置。

(5)实时数据处理。当完成一条剖面(三个测点以上)的观测后,可对其进行现场数据处理。这一过程只需用户单击菜单项“数据成图预处理”即可由计算机自动完成,它包括对采集的数据进行无相移数字滤波消除噪声干扰、计算虚拟全区视电阻率和Bostic反演真深度等。

(6)实时成图输出。数据处理后可直接输出多测道剖面图和虚似全区视电阻率拟断面图,以半定量的方式显示观测剖面下的横向和纵向电性分布(已考虑地形的起伏)。

2. 应用实例

河北某煤矿因开采而出现采空活动区,地面已可见塌陷,并已影响到横贯穿越该区K125公路的路基。中心回线瞬变电磁法在该工区共布设了9条剖面,每条剖面有21个测点,线距和点距都是25m。供电电流为50A,采用边长为25m的方形回线,供电脉宽20ms,采样率1μs。经数据处理,输出的虚拟全区视电阻率拟断面图的异常部位与浅层地震的勘探结果相吻合(且有一处地表即可见冒落约4m,直径为20m的塌陷块,且已经打钻验证,结果一致),并圈定了采空活动区和采空相对稳定区。

该软件系统与CUGTEM2001工程型瞬变电磁仪一起,组成了一套完整的工程型瞬变电磁系统,并经试用证明了其数据采集方便、快速,数据处理方法有效,解释成果可靠。

CUGTEM2001 工程型瞬变电磁仪

梁庆九[1] 梁詠仁[1] 王华军[2] 徐全文[3] 罗延钟[1]

(1 中国地质大学,武汉,430074;2 华桥大学,泉州,362011;3 长安大学,西安,710054)

工程勘查的探测深度较浅,对探测的横向和纵向分辨率要求较高,它常常工作在城镇或厂矿地区,易受各种人文干扰和限制,这要求仪器具有较高的抗干扰能力及小巧、轻便和不接地的观测装置。为此我们对 CUGTEM2000 型瞬变电磁仪进行了改进和完善,开发研制出了适用于工程勘查的 CUGTEM2001 工程型瞬变电磁仪。

1. 仪器的主要特点

(1)在轻便瞬变电磁仪发射系统中,率先实现 200 安大电流正、负方波供电。

瞬变电磁仪可采取两种供电方式,一是电容器储能、瞬时放电,形成高达数百安的指数衰减形单脉冲供电方式,其优点是能量/重量比高,电源轻便化,并能建立较强的激发场源,以提高信噪比;二是用电池或发电机组作电源,产生恒定幅值的正、负方波供电。因电流幅值较小,常采用多次供电、信号叠加方式来提高信噪比,其缺点是有用信号偏小,对仪器信号检测电路性能要求高,由于数据量大,对软、硬件也有较高要求,工作效率低。本仪器融合了上述两种供电方法的优点,用自己的创新技术,实现了幅值恒定的高功率正、负方波供电,并能多次叠加,不依靠大功率发电机组或大型电池组供电,能实现 200 安正、负方波供电。

(2)多重的抗干扰技术 ①采用自主开发的高灵敏度抗干扰探头,从源头上抑制干扰信号。②对 50Hz 工频干扰信号,进行频率与相位自动跟踪测量与补偿,以消除工频及其谐波分量的干扰,在工频频率不稳时,也能获得很好的补偿效果。③多次叠加,减小随机干扰。④软件数字滤波。

(3)用工控机作主控机,以 Windows 作操作平台,界面友好,操作自动化程度高。

(4)接收电路采用最新推出的高性能芯片组装,使整机具有良好的性能。

(5)对供电电流与二次场电位值进行全域高速密集采样,采样率可变(最高可达 1μs)。

(6)发送机中,设置了完善的过流、过压保护电路,使仪器有良好的保悬性与安全性。

本仪器将带有工业控制电脑的接收机、DC/DC 变换器及发送机合成组装成一体化整机。

2. 其主要性能指标

(1)发电机:①发送电流强度(A):10、20、50、100、200;②电流脉冲宽度(ms):10、20、40、80、160(大型机专有)

(2)接收机:①用 P_2(或 P_3)工业控制电脑作主控机,用触摸屏替代键盘,密封安全性好;②对供电波形和感应电动势瞬变响应作全时域密集采样,采样率 1μs、4μs、16μs、64μs;③16 位、1M/SA/D 转换器,加实时浮点放大,测量动态范围 160dB;④独特的多重抗 50Hz 工频(及随机)干扰技术;⑤采样延时范围:0~250ms(对大型发射机可达 1000ms);⑥分辨率:0.1μs;⑦接收探头:有效接收面积>10000m^2(精确值在探头说明书中注明)。

(3)电源与 DC/DC 变换器:以铅酸蓄电池为电源对储能电容器充电,电容电压值根据发送线圈电阻值、送电脉宽、叠加次数等由微机自动控制。

电磁测深资料的延拓成像研究

贾豫葛 张胜业

(中国地质大学地球物理系,武汉,430074)

水是制约西部经济、文化、生态等各方面的重要因素,西部要发展,水的战略地位至关重要。目前,在地下水的勘查中,比较快速经济的手段是物探方法;而比较直接、有效的常用方法中,仍然以各种电法勘探方法为主。其中,重要的新方法新技术之一就是EH－4电导率成像系统。

EH－4系统目前是一种先进的电磁测深系统,采用频率测深方式,通过改变频率来达到测深目的。EH－4系统是从一系列地表电磁场测量数据中换算出电导率,进而对其成像。该仪器采用了天然场和人工场相结合的方式,在浅层探测(H＜100米,500Hz～100KHz)时,使用人工源为被测信号源;而在深层探测(H＞100米)时,利用天然场为被测信号源。因此,EH－4电导率成像系统是一套效率、经济、有效的测量系统。

虽然EH－4电导率成像系统具有诸多的优点,但它仍然存在着一些问题,其中之一就是资料的处理和解释方法还比较简单,不同电性层界面的划分主要是根据电阻率等值线密集程度所确定的。

为了能够对EH－4资料的不同电性层界面进行比较可靠的划分,我们利用了电磁逆时偏移算法,对地面的EH－4资料进行了延拓成像研究,即在均匀层状介质模型中确定岩石电性分界面。

电磁偏移算法总体上可以被认为是一个在满足扩散方程的电磁场领域中的扩展。与以基尔希霍夫公式为基础的地震偏移类似,以斯特雷顿一丘积分公式为基础的电磁偏移的理论,到目前为止,得到了较为深入的发展。把偏移场表示为在下半空间向观测方向传播的、并由地表所记录的电磁场,作为电磁偏移理论的基础。

在频率域电磁偏移情况下,是以计算下行波与上行波相位差为基础,在反射界面上,所有频率ω的相位差是不变的和相等的,通常为0或π。因此,分离地电界面的成像基本条件应取为在上行波与下行波之间相位差为常数。成像是一个不同频率的迭加过程。对不同频率的反射函数迭加,它们在界面的相位是相同的,故取得极大值;而在偏离界面的地方,则是不同相位的迭加,它们的值很小。根据这个条件,就可求出反射界面的深度。

为了将上述的成像条件应用于实际的地电模型,我们主要应用视反射函数这个参数。视反射函数定义为上行波与下行波之比。其主要步骤是:首先通过实际资料或理论数据确定第一层的电阻率和波阻抗,计算地表上的视反射函数;然后选定适当的频率范围对地表上的视反射函数向下延拓,反复多次延拓。根据视反射函数的极值确定第二层的顶界面和电阻率值。以此类推,将一维层状介质中的其它电性界面求出。

通过对一维单界面和多界面几个简单模型的计算,其结果表明:该方法简单、实用,可使界面正确归位,并能求出地电模型的电阻率参数,具有较好的效果。

理论模型的研究结果表明:为了获得较好的成像效果,在延拓过程中多频迭加的频率范围的选择是很重要的。

大庆水资源及水环境监测和预测评价研究

李艳丽 楚泽涵 李剑浩 王国军
(石油大学,北京,102200) (大庆测井公司,大庆,163412)

20世纪以来,水环境污染及水资源短缺的矛盾日益突出。作为国内最大的工矿企业,大庆的水资源及水环境问题对保持油田经济持续稳定发展起着重要的作用。

1. 大庆水资源概况

大庆油田位于东北松嫩平原中部,总面积21219km^2,人口245万,人均水资源量1280m^3。原油年产量5000万吨以上已经连续二十五年,累计15.2万吨。大庆水资源由地表水和地下水两部分组成,且具有两个明显特点:一是水资源的地域分布不均衡性:西部水资源丰富,东部水资源较少;二是降水的时间不均匀性:全年约80%降雨集中在6~8月份,水资源接受大量集中补给。大庆腹地地表水资源匮乏,城市供水主要靠远距离外引嫩江水及开采地下水。但由于长期超强度开采,已形成了较大范围的区域降落漏斗,水位呈大幅度下降趋势:西部地区泰康组地下水已由初始的距地面以下9m降至47.73m,东部地区明水组由喷出地表5m降至地下53.40m。大庆地区地表水主要由天然的江河、自然湖泡、人工湖库、三个引水工程和排水渠系组成,共有大小208个自然降水汇聚低洼地形成的自然湖泡,正常蓄水面积1757km^2。

2. 大庆水资源和水环境问题特点

大庆地下水中铁、锰、氟化物等超标;次生环境污染以工业污染为主。局部地区地下水的超量开采改变了地下水的动力条件,加剧了不同含水岩层之间的水量与物质组分之间的交换,油水井套管变形、断裂等损坏现象对地下水环境构成潜在威胁。

(1)工业用水量大。大庆市工业用水比例高于全国和世界,年平均工业用水量为30×10^{8}m^3,每吨石油的耗水量为7.2m^3。

(2)万元产值耗水量高于全国水平。1998年万元国内产值(GDP)耗水量804m^3,同期,全国为683m^3。万元工业产值耗水量(只计新鲜水)近200m^3,高于全国万元工业产值耗水量94m^3。

(3)水体污染物多元化。环境监测结果表明,大庆地区的引水和排水系统存在着一定程度的有机污染、化学耗氧量居高不下。总磷、悬浮物其次,石油类污染物介于标准左右。

(4)多年开发污染积累。油田开发四十年来,原油含水率逐渐上升,脱出的含油污水不断增加,市区纳污湖泡众多,排污干渠纵横,形成了较大的面源污染。油田生产事故状态下的外排水,落地油进入水环境,石油化工厂及炼油厂附近大量工业废水和城市生活污水排入湖泡干渠。封闭湖泡的污水长期闭流,污染物质积累于泡水之中,构成对地下水和环境的污染。

(5)松花江潜在的重要污染源。大庆地区的污水经过排水干渠最终均汇入松花江。

3. 环境地球物理在大庆水资源和水环境问题中的应用

(1)勘探地球物理向环境地球物理的转化与发展。随着地球物理学自身的发展和研究领域的拓宽,以及对环境问题认识的深入,环境地球物理学正日益成为地球物理学的一个重要领域。越来越多的地球物理工作者从原来以资源勘查为主转向或扩展到环境地球物理领域,用地球物理方法和手段解决与环境科学有关的问题,如水体中污染物的动态连续监测等。在监测的基础上了解环境变化的实际过程、规律和各种影响因素,通过分析、解释这些过程达到预测环境变化的目的,提出治理、保护与改善环境的措施和对策。

(2)应用地球物理方法开展大庆水环境研究。大庆水环境的好坏直接影响到地下水的质量、松花江的水质,应用地球物理方法开展大庆地区地下水污染的检测及预测问题研究,通过监测污染前后密度、电阻率、元素离子浓度等物性和化学性质的变化,并运用油田开发多年来的地球物理测试资料分析污染物在地下运移的过程和规律及空间分布情况,完善污染预测模型。探讨大庆油田开发与松花江水系污染的关系,为水质评价及污染的治理和水环境的保护提供决策依据,对潜在的水环境问题及早采取预防措施,确保油田的可持续发展。

依据浅层地温测量探测流动地下水成因地质灾害新方法

金　旭　韩湘君　陈晓冬

（吉林大学地球物理系，长春，130026）

至今为止，水文地质学研究的重点放在如何把地下水作为资源有效进行开发利用的问题上，从而发展了有效获得大量地下水为目的的勘探含水层厚度分布、透水系数等水文地质性质的如电测井、电法勘探、同位素技术和扬水试验法等各种勘探技术方法。然而，已成为社会大问题的与流动地下水相关的滑坡、山体崩塌灾害，江河堤坝渗漏和管涌，工业、生活垃圾等引起的地下水污染，大规模建设工程相伴随的井水干涸等地下水障碍诸如此类问题的解决，用传统的地下水调查法效果并不理想。其原因在于把地下水的赋存状态一概认为是层状均一分布所造成。仔细观查与流动地下水有关的滑坡等地质灾害或地下掘进等建设工程相伴随的地下水障碍，就会发现不能一概认为地下水在地下以层状均一的状态存在，而应该认为它具有在某些特定的部位集中流动的倾向，即以“流脉”的形式存在的倾向。因此，为了正确把握上述诸现象，应改变以往的思路，确立地下水以复杂形式赋存的新思路是非常必要的。基于这种考虑，提出了依据浅层地温测量探测脉状流动地下水的方法。

通过长时间观测发现流动地下水的温度年变化幅度比较稳定，其值在±2℃左右。而地面附近的地温年变化幅度在1米深处约±10～13℃。可见，地表面附近的地温和流动地下水的温度随季节的变化产生相当大的差异。这样，若地下水以脉状流动，那么，在流脉周边由于水流和围岩的热交换，较之与不存在流脉的场所相比能产生相应的温度异常。注意到这一点就可以通过地表附近的地温测量，探测地温分布异常带，进而推断地下水流脉存在的深度、规模等产状。

正演模拟计算和实测结果表明（竹内笃雄，1996），流脉的中心轴上部1米深地温显示出最大异常，随着偏离中心轴部温度逐渐趋于正常1米深地温。虽然，流脉中心轴上部1米深处地温和1米深处正常地温之差随着季节有所变化，但计算结果表明其值是在2.7～-1.3℃之间变化（地下水流脉埋深在几米至十几米的情况下）。温差和影响幅度具有如此之大的话，考虑到目前所用温度计的精度为0.1℃，那么，探查出流脉的存在所引起的温度异常是没有问题的。

浅层地温（通常为1米深）测量结果受各种因素影响很多，而且不同地区因地理位置不同，同一因素影响的程度也各不相同。因此，对按严格规范要求所测得的数据进行处理和解释之前，必须进行相应的改正，以保证所得结果能反映流动地下水所引起的温度异常。各种影响因素改正的内容包括：测温探头的标定、气温的日变和年变影响改正、深度改正、斜坡倾斜方向、标高差改正、微地形改正、地层岩石、土壤成分的变化所引起的地质影响改正、地况（裸地、草地、林地等）改正等。经改正所得数据，对其进行反演计算和数值模拟，对流动地下水产状进行评价，进而得出水脉的规模、透水系数等，为防灾措施的实施提供科学依据。

浅层地温测量方法，过去主要应用于寻找温泉水源方面。通过在温泉区进行1米深浅层地温测量，借以查明该区的地温分布的情况下，进而对温泉水源状况进行判断。汤原浩三（1969）等对浅层地温测量作深入的理论和实践研究工作的基础上，提出了对温泉水脉的埋深及其规模等进行理论推算的方法。本方法的正演和反演计算的理论基础正在于此。

地球物理场研究在高放废料处置库选址稳定性评价中的作用

莫 撼 汤洪志

（华东地质学院资源与环境工程系，江西抚州，344000）

高放废料处置库选址工作首先要考虑长期环境保护的原则，因此，库址地区的稳定性评价是十分重要的。稳定性评价主要是指对预选区内的岩层、岩体和构造的稳定性、地震活动性及其程度进行评价。稳定性评价工作可以从地质和地球物理两个方面来进行，其中地球物理场研究具有地质研究所不能取代的作用，因此它是高放废料处置库选址中一项重要的工作内容。本文以甘肃北山预选区南缘的疏勒河断带稳定性研究为例，说明地球物理场研究在稳定性评价中的作用。疏勒河断裂带位于甘肃高放废料处置库北山预选区南缘，西起玉门关以西，向东经安西、双塔堡、桥湾、饮马场北山南缘、六墩滩、前红泉南至金塔，全长 600 余公里。对该断裂带稳定性的评价是整个北山预选区稳定性评价的一个重要部分。为此，对重力场、磁场、甚低频电磁场、弹性波场和射气场进行了分析和研究。

疏勒河断裂带以北的北山地区，重力场变化平缓，其重力梯度值约为 0.2～0.5 毫伽/公里；地壳厚度为 50～51 公里，断裂带以南，重力梯度急剧加大至 1.0～2.0 毫伽/公里，地壳急剧增厚至 60～70 公里。重力场的上述特征表明：疏勒河断裂带及其以北地区的地壳结构稳定性和整体性好，属稳定地壳类型，而疏勒河以南地区则由于受数条深大断裂强烈活动的影响，致使重力场形成明显的重力梯度带并造成地壳厚度的剧烈变化，是不稳定区域。

据崔作舟等人的研究报告，从格尔木至额济纳旗，根据反射地震资料，确定了若干条深大断裂，其中主要有柴达木北缘深大断裂和祁连山北缘深大断裂，它们均在疏勒河断裂之南。而其北侧，深大断裂不发育。对天然地震历史的调查也表明：疏勒河断裂带南侧 60～120 公里范围内是地震活动的频发区域，而其北侧地震活动频率及规模都极小，是地震不活动区。

从甘肃西部航磁资料看，在疏勒河断裂带两侧，局部的、相对较弱的磁异常呈近东西向线状排列，并呈正、负异常相间的特点，它们通常是基性或超基性岩脉的反映。疏勒河断裂以北，整体表现为平缓变化的低弱磁场，其 $\Delta T < 100nT$。因此可以认为北山地区是磁场的稳定区域，其侵入岩体应以弱磁性的酸性和中酸性岩体为主。

沿疏勒河断裂带开展了总长达 120Km 的 VLF 测量。主要的测量参数是甚低频电磁场的极化椭圆长轴倾角，并对所测数据进行 Fraser 滤波处理。根据 F=5°和 F=10°的等值线可以大致勾勒出疏勒河断裂带的轮廓。异常幅值的变化反映了疏勒河断裂沿走向上埋深的变化。断裂带向东延伸时，埋深逐渐加大，以至 VLF 异常逐渐减弱以至消失，利用 VLF 剖面曲线可以判别出疏勒河断裂是向南倾斜的，这与反射地震测得的结果相一致。

为了进一步评价疏勒河断裂带的稳定性，在垂直断裂带走向的若干剖面上进行了 ^{218}Po 测量。^{218}Po 是放射性核素 ^{222}Rn 的衰变子体，因此在活动断裂的上方可以观测到较高的 ^{222}Rn 浓度异常，而对于那些形成于古生代并已长期停止活动的稳定断裂，由于裂隙已被充填物阻塞并固结，因此不会产生明显的 ^{222}Rn 浓度异常。评价异常值的大小是用 ^{218}Po 的计数率峰值与背景计数率值之比来表示的，以 K 示之，称为异常增长系数。由于射气场受诸多因素的影响，其背景值因地、因时而异，我们把 K=2 设为异常的下限。在疏勒河断裂上均见有微弱的氡异常反映，其 K 值在 1.2～1.5 之间变化，并且向东逐渐衰减。这一方面表明了该断裂带的实际存在和向东埋深逐渐增加的特点，同时又表明这是一条古老的、稳定的断裂。

根据对上述各种地球物理场的分析、观测和研究，我们有理由认为：疏勒河断裂是一条切穿基底的、稳定的壳型浅层断裂。因此六墩滩至前红泉南的广大地区可以被考虑作为高放废物处置库选址的最有利地区。

一个基桩声波透射法检测实例

曹冰河

（湖南有色地质勘查院，长沙，410002）

1. 前言

预埋式超声波透射法检测混凝土灌注桩的桩身完整性，检测方法简便，成果反映直观，观测精度高，特别是《基桩低应变动力检测规程》(JGJ/T93－95)颁布实施以来，其操作更加规范化。但是，由于工程施工的复杂性，经常会发生一些检测成果与抽芯情况不相符合的情况。本文介绍和分析一个工程检测实例。

2. 工程桩施工基本情况

工程为一新建码头，工程的基桩采用钻孔灌注桩，桩径 1500～2500mm，桩长 16.6～29.8 米，穿过地层自上而下为淤泥层、砂卵石层、强风化花岗岩、中风化花岗岩、微风化花岗岩。桩中预埋三个声波检测管，管一管中心距 0.8～2.0m，设计砼标号为 C25。

3. 基桩检测情况

采用 CE－9201 土建工程质量检测仪作数据采集，采样间隔 2.1μs，记录长度 2150μs，观测点距 40cm，采用专用井中换能器，清水耦合。室内资料整理将原始观测波形打印成图，读取各道声时、振幅等，进行声时修正计算、声速换算、标准离差计算和 PSD 等参数的计算，并作单桩深度——声时、均值、PSD 综合参数图。

4. 检测结论与钻孔抽芯情况对比

检测成果如下：

(1)所测 14 根桩中有 13 根桩桩身完整和基本完整。

(2)A1＃桩桩身在 15.3～17.3 米存在严重离析现象。

(3)根据声波波速推算，桩身完整部位混凝土强度达到 C25 标准，缺陷部位桩身混凝土强度低于 C25 标准，严重缺陷情况混凝土强度甚至低于 C10。

(4)建议对 A1＃桩进行抽芯检查和处理。对 A1＃桩进行抽芯检查结果：15.9 米以上砼芯完整，15.9～16.2 米胶结稍差出现汽泡和空洞。16.2～17.4 米砼芯完整，未见严重离析现象。

5. 认识和启示

检测成果和抽芯资料结论差异较大。通过审查和分析原始检测资料和施工记录，笔者认为有以下原因。

(1)两种检测手段检测部位的不同，钻孔抽芯是在桩的中心，而声波透射法则是三个预埋检测管所形成的剖面上检测个体和对象的差异，造成检查结论的差异。

(2)检测结论的定性解释存在一定偏差。从检测原始记录波形可以看出，在 A1＃桩缺陷部位，在有效直达波初至以前，隐约可见一组或多组振幅衰减很强的微弱绕射波，这说明在检测断面的旁侧存在高强度体，因而，该缺陷应定为桩底缩径。

(3)基桩预埋三个声波检测管，桩主剖面为盲区，造成对主剖面缺陷的认识不足。

(4)从表面上看，钻孔灌注桩不可能出现缩径，但该桩为水下灌注，灌注混凝土时，用吊车将导浆管抽入孔底，浇注一段混凝土，拉上一截，一段一段往上灌。由于上部强风化花岗岩分布较厚，它由风化粘土和大量细砂组成，自然稳定性差，加之河水压力大，曾发生过垮孔和渗水现象。因此，桩底缩径很可能是垮孔引起。

(5)由于预埋三管会引起桩中心主剖面出现盲区，建议对于桩径大于 1.2m 时应埋设四管为宜。

6. 结束语

工程检测工作是一项科学、公正、严肃的工作，提高工程检测质量和完善各种检测方法，提高各种检测方法的精度，对于保证我国建筑工程质量，提高检测水平，降低设计安全系数，降低工程造价，将有利于提高建筑业的经济效益和社会效益。

完整桩极限承载力的灰色系统预测法

雷林源

(桂林工学院，桂林，541004)

应用动力测桩法估计单桩轴向极限承载力是一个难度颇大的问题。迄今，无论高应变动测法还是低应变动测法都未解决这一问题。应用低应变动测技术估计单桩轴向极限承载力的问题，国内外尚无人研究和提出过。本文尝试提出一种用低应变动测技术估计单桩轴向承载力的灰色系统预测方法，这是一种非线性预测技术。

假定选取 m 根已先作过低应变动测而后又进行过静压试验的桩，将所有桩的轴向极限承载力 Q_u、桩长 L、桩径 Φ、皮力波波速 C 及阻尼自振基频 f_1 构成 5 个数列。用 $X_1(k)(k=1,2,\cdots,m)$ 表示含 Q_u 的数列，并称之为行为主数列，而其余数列分别用 $x_i(k)(i=2,3,4,5)$ 表示，并称这之为子数列。全部数列组成一个灰色系统。

1. 计算灰关联系数和灰关联度

灰关联系数控下式计算：

$$\xi_i(K)=(\delta(\min)+0.5\delta(\max))/(\delta_{ik}+0.5\delta(\max)) \tag{1}$$

式中 $\xi_i(K)$ 为第 i 个子数列的第 k 个数据与主数列的相对应数据的关联系数。$\delta(\min)$ 和 $\delta(\max)$ 分别为所有子数列与主数列对应数据的绝对差中的最小者和最大者。δ_{ik} 则是第 i 个子数列的第 k 个数据与主数列对应的数据的绝对差。灰关联度由下式给出：

$$R_i=\frac{1}{m-1}\sum_{K=2}^{m}\xi_i(k) \tag{2}$$

这里 R_i 为第 i 个子数列和行为主数列的灰关联度。

2. 数据的再生成

一般采用一次累加生成法，并简记为 1—AGO，即

$$X_i^{(1)}(k)=\sum_{j=1}^{k}x_i(j),i=1,2,\cdots,5,j=1,2,\cdots,m \tag{3}$$

3. 建模 GM(1,5)并求取系数

建立如下灰色方程：

$$\sum_{i=2}^{5}a_iX_i^{(1)}(k)-a_1z_1^{(1)}(k)=x_1(k),k=2,3,\cdots m \tag{4}$$

其中：$z_1^{(1)}(k)=[x_1^{(1)}(k)+x_1^{(1)}(k-1)]/2$，待求系数 a_1 称为发展系数，$a_2\sim a_5$ 称为协调系数。由(4)式可知，当 K 取遍 2～m 时便有 m－1 个方程。据此，便可求取全部系数 a_1,a_2,a_3,a_4,a_5。

4. 建立灰色响应模型

灰色响应模型就是根据所求得的系数反求行为主数列的数据的数学模型，即

$$\hat{x}_1^{(1)}(k)=e^{-a1(k-1)}+\frac{1-e^{-a_1(k-1)}}{a_1}\sum_{i=2}^{5}a_ix_i^{(1)}(k) \tag{5}$$

5. 灰色预测

只要将待预测桩的低应变动测参数 L、Φ、C 及 f_1 作为 4 个子数列中增加一个数据，即有 $x_i(m+1)$，并经 1－AGO 获得 $x_i^{(1)}(m+1)$，然后将他们代入(5)式右端求得该桩轴向极限承载力响应值 $\hat{x}_1^{(1)}(m+1)$，最后对 $\hat{x}_1^{(1)}(m+1)$ 作一次累减还原处理便可得到该桩的轴向极限承载力。

利用本文建立的灰色模型预测了 13 根工程桩的 Q_U 值，预测值与静压试桩结果的最大误差小于 10%，完全满足规定要求，足见利用低应变动测技术估计单桩轴向极限承载力的灰色系统预测法是可行的。

建筑物抗震能力的综合评定方法探讨

李耀民　何　钧　刘元生
（山东省地震局，济南　250014）

1. 建筑物抗震能力的一般评价方法

(1)建筑物抗震性能鉴定

建筑物抗震性能鉴定是依据我国现行的《建筑抗震鉴定标准》评定是否满足规定条文的要求。如不满足，则加固或采取其他措施。现行标准的鉴定方法是将整幢建筑物分离为各个单独的部件来进行鉴定，其中某一项不满足标准的要求，就需作加固处理。

(2)建筑物震害预测

度及生命和财产的损失。一般情况下，按照不同地震烈度（Ⅵ—Ⅹ度）和不同的破坏等级对建筑物进行震害预测。根据我国的震害经验，建筑物是我国目前震害预测的重点。

2. 建筑物抗震能力的综合评定方法

(1)多层砖房的抗震能力概述

在我国现有的多层建筑物中，多层砖房是主要的结构类型之一，在今后一定时期内多层砖房仍将是城镇民用建筑广泛应用的结构形式之一。国内外历次震害调查结果都表明多层砖房的破坏率较高。因此对多层砖房的抗震性能及其评价方法等方面的研究，对有效地防御和减轻地震灾害具有重要意义。

(2)多层砖房震害预测的专家系统方法

在目前国内进行多层砖房震害预测的诸多方法中，一种多层砌体房屋震害预测专家系统（PDSMSMB－1）被广泛应用着。该专家系统将房屋的震害程度分为6个档级：即基本完好、轻微破坏、中等破坏、严重破坏、部分倒塌和全部倒塌。震害程度定量表示用震害指数，震害指数域采用〔0,1〕，与各个档级的震害程度相应的震害指数分别为（0～0.1），（0.1～0.3），（0.3～0.5），（0.5～0.7），（0.7～0.9）和（0.9～1.0），其表征值分别为0，0.2，0.4，0.6，0.8和1.0。为了便于比较各幢房屋建筑的易损性，专家系统中采用了一个综合指数F，即房屋在Ⅵ—Ⅹ度烈度时的预测震害指数I的平均值来表征房屋自身固有的抗震性能。F称为房屋的易损性指数，即：　$F=1/5\sum I$

当F为0时，表示该幢房屋在地震时绝对安全，即使遭受Ⅹ度DD震仍完好无损；当F为1时，表示该房屋在遇有Ⅵ度小震就会倒塌，中间数值由小到大表示震害由轻到重。

(3)抗震性能综合评定结果

1999年，对兖州矿业（集团）公司机关驻地部分住宅楼采用抽样的方法，共抽取20幢住宅楼进行抗震性能综合评定。这些建筑物均为多层砖结构，层数为3～5层，建成时间为70～90年代，属于丙类建筑，按当地设防烈度Ⅶ度进行抗震鉴定。其中，12幢房屋的抗震性能较好，易损性指数F在0.318～0.444；7幢房屋的抗震性能中等，易损性指数F在0.458～0.501；有一幢房屋的抗震性能较差，易损性指数F为0.603。可以看出，抗震鉴定和震害预测结果有较好的一致性。抗震鉴定有问题的房屋，其震害预测的震害程度也较重。

3. 结语

(1)本文提出了根据抗震鉴定和震害预测的双重结果进行综合评定的思路，可以使对房屋结构各个部件的鉴定情况与房屋总体的震害预测结果结合起来，使两种评价手段互相补充。

(2)由兖州矿业（集团）公司机关驻地部分建筑物的抗震性能综合评定结果，抗震鉴定和震害预测结果有较好的一致性。

(3)本文仅对多层砖房的抗震性能综合评定进行了初步的探讨，进一步的研究及其他结构类型的情况还有待于今后探讨。

6. 地球物理观测实验技术的新进展及应用

延庆数字地震台阵中的新技术

王培德

（中国地震局地球物理研究所，北京，100081）

为了对地震震源过程和震源区的细结构进行详细的研究，并在减轻北京地区地震灾害方面作出贡献。中国国家地震局和德国联邦地球科学和自然资源研究院于2000年起合作进行一项“中一德地震科技合作流动台阵近场地震观测和北京地区防震减灾”地震科研课题，在这个课题中，由德国联邦地球科学和自然资源研究院(BGR)提供9台宽频带数字地震仪构成流动的台阵，在中国进行观测。这个台阵首先布设在北京西北的延庆地区，称为延庆数字地震台阵。延庆数字地震台阵采用了国际上最先进的地震记录设备，其主要技术有以下一些特点。

(1)采用双传感器，一套地震仪配用一个宽带地震计 Guralp CMG-40T 和一个强震加速计 Guralp CM-5T。数字采集设备为 Gural CMG-DM24-S6，记录字长24位，6道(3道用于宽频带、3道用于加速记录)。其主导设计思想是适应天然地震特宽的动态范围。根据现在已经知道的事实，可得到的地震记录的动态范围从微米到米的量级，即数量级为10^9，按分贝数换算为180分贝，而当前最宽的24位的数字采集器的动态范围为144分贝，且作为传感器的速度摆或位移摆的动态范围还远小于此值。为解决这个问题，采用双传感器以实现从微震到强震、从远场到近场全都覆盖的地震观测。

(2)微波扩频技术作数据传输。数据以打包(PARKING)形式发送和接收是网络时代进行数据传输的新技术，如果以无线方式作传输载体，则为微波扩频技术。延庆数字地震台阵使用该技术实现野外台和中心台之间的地震数据传输，用微波扩频技术可以实现“对话”式的通信。数据采集器各项参数程序可调已不是新技术，但由于采用微波扩频的“对话”式的通信，得以实现在台网中心对野外站进行参数设定，增加了灵活性，提高了效率。按信息产业部的规定，延庆数字地震台阵采用2.4GHz作为传输主频，最大带宽115K。2.4GHz为分米波，直线传播。为解决山区内的数据传播问题，采用中继站的方法，并使用集线器实现多路归并技术。

(3)延庆数字地震台阵的设计与我们所进行过的小孔径台网近场观测的不同之处在于采用了更小的台距，台间距约2～3公里。与此半波长台距相当的地震破裂过程的细节便能被检测出来。已经发展出来的台阵技术也可以在震源过程的研究中加以应用。

(4)连续记录，由于存储介质价格的降低，尽管地震记录的数据量巨大，也可以实现连续记录。数字地震连续记录与触发记录相比，可以记录到更微小的地震，对于发现活动断层十分有利。

延庆数字地震台阵采用的其他技术如GPS时间服务等，则与现在已经广泛采用的技术无大的差别。现已完成的台站由5个野外台和一个数据户心组成，数据采集和数据文件管理采用通用数字计算机(PC机)，功能由软件实现。经过中、外双方地震学家的共同努力，作为第一阶段的5个野外站和数据中心的架设已经完成。地震数据已经进入计算机。另有4套地震仪将视地震活动情况加以补充。下一阶段的任务将进一本完善现有的台网。建立数据传输网络。并开始利用数据的研究工作。

微功耗宽频带数字地震仪研制*

游庆瑜[1] 刘福田[1] 刘殿魁[2]

(1 中国科学院地质与地球物理研究所,北京,100101;2 信息部 30 研究所,成都,610041)

2000 年 8 月我们成功完成了国家 863 计划海底地震仪项目海底和陆上大动态宽频带数字地震仪(OBS863 机及 LAND863)的研制工作。微功耗宽频带数字地震仪(MBDS)是中国科学院地质与地球物理研究所地震层析成像学科组在已有的基础上、结合当前电子技术发展的最新方向研发的全新一代数字地震记录设备。该仪器各方面的性能都较海底地震仪有了很大的改善,尤其是在功耗方面,仅为其十分之一左右。该仪器的设计目标是建立一个可靠的、提供高质量观测数据的便携式数字地震台网,为多波多震相多参数地震层析成像的实施提供必要的硬件支撑。

仪器采用了过采样技术将模拟信号转换为数字信号,以保证其性能达到 120dB 的动态范围。我们对过采样器件的特性进行了专门研究,获得了诸如输入阻抗、动态范围、响应延时等影响整机性能的重要参数的定量描述,并通过试验对其加以验证。在实施上一改传统的由 CS5321/CS5322 组成的四阶增量调制 A/D 转换模块方案而代之以二阶增量调制 A/D 转换模块,使得在不损失信号采集精度的前提下提高系统的可靠性,而降低功耗。

当今电子技术日新月异,仪器采用了大量的新型器件,极大地提高了整机性能。在控制方面,仪器率先采用了摩托罗拉公司最新一代 32 位单片机作为核心。这种单片机是专为 PDA(Personal Digital Associate)而设计,因其具备体积小、微功耗、速度快、功能强大被当今绝大多数的主流掌上电脑所采用。它的采用使得仪器具有了掌上电脑特有的诸多功能和特征。仪器的存储器部分率先采用了 Smart Media 接口方案,Smart Media 作为一种工业标准在数码相机、MP3 播放器等新兴产品被广泛采用。Smart Media 接口的器件有着巨大的扩充容量,在该仪器中可简单地通过更换内存条将其内存扩充至 1G 字节以上。

电源部分我们摒弃了传统的 DC—DC 变换器对模拟部分电源进行隔离的方案,利用了低压差稳压方案结合滤波电路和屏蔽措施有效地抑制了各种电磁干扰信号特别是硬盘运转对模拟电路的干扰,这样的改进提高了电源效率,缩小了设备的体积,减轻了重量。

我们沿用了国家 863 计划海底地震仪项目中研制的 ZD20 型宽频带地震计与数据采集系统配套,在此条件下仪器的性能如下:动态范围不小于 120dB,地震计灵敏度 5VS/M,输入电压范围±5V 或±20V 可选,系统时钟误差不大于千分之一秒(在能接收到 GPS 时钟信号的条件下),采样速率范围 20Hz～1KHz,硬盘存储容量最大可至 30G 字节,硬盘在换接插头后可通过 USB 方便地与 PC 机连接。一般工作电流小于 40 毫安,输入电压 5～9 伏,可支持触摸屏书写输入进行系统参数设置,也可通过液晶显示屏显示系统状态和采集数据的实时显示。因为仪器数据采集系统具有较高的输入电阻(不小于 400 千欧)和较大的电压输入范围,也可与其他类型的有源、无源地震计搭配使用。

该仪器有着良好升级空间,可利用个人电脑通过串行 RS232 接口对其系统软件进行升级,即使在野外这一操作也能方便进行。由于其 32 位单片机所具有的强大的功能可使其数据采集通道扩展到数十道。这样该仪器的数据采集部分只要接上不同形式和用途的传感器就能将其运用范围大大扩展。因其采样速率上限可至 1000 赫兹,使其可用于天然地震观测和工程地震等诸多领域。

通过与国内外同类设备的比较,该仪器的综合性能相当优异,特别是在低功耗方面尤为突出,另外与国外同类产品相比其具有很好的性能价格比。

LDS—1 虚拟型浅层高频工程地震仪

钟世航 孙宏志
(钟世航工作室,北京,100081) (中国矿业大学,北京,100080)

LDS—1 是"陆地声纳法"专用仪器,又可作普通工程地震仪使用。它是在 1991 年投产的 FY—20 工程地震仪的基础上发展起来的第四代"陆地声纳仪"。陆地声纳法是"陆上极小偏移距高频宽带弹性波反射连续剖面法"的简称。

1. 特点

①可采集高频弹性波,并可采集很宽频带的波。实际上仪器应能采集 3Hz-4KHz;

②多采用单道工作方式,然后将各测点的时间曲线汇成似 t_0 时间剖面。

方法对仪器还要求能有超短余震的接收系统,并且在水上也能工作。

2. 对仪器指标要求

①最小采样间隔应在 10μs～20μs,即采样率应高于 10^6～5×10^5;②动态范围应大于 90db;③仪器是数字化的,可存贮全部现场采集数据,并能用仪器本身作常规资料处理;④与检波器配合有高阻尼接收系统。

作为陆地声纳第一代接收机的 FY—20,采集箱与便携式微机相连构成主机,由便携式微机控制现场采集并作资料处理,从 1991 年始已生产了 1 型及 2 型。1998 年作者开始构思第三代仪器,并于 2000 年 6 月～8 月研制出用便携式微机和数据采集卡组合而成的样机。后又将便携式微机改成了工控便携式微机于 2000 年底投产,即 LDS—l 型商品型机。它是针对客户需要而构思的。因为人们对国产仪器的顾虑是:组装工艺不够好,返修率高;外观不够漂亮;售后服务不好。针对这些顾虑,LDS—l 主机采用名牌产品作积木式组装,选用浪潮集团的工控(加固)便携式微机以及名牌数据采集卡插接,仅在采集卡上接插自己设计组装的与检波器匹配的前置放大,这就构成了主机。

3. 优点

①整台仪器主要采用通用型产品,仪器设计与组装极其简单,而且主要部件是大批量生产的定型通用件,因此可以保证组装工艺水平,硬件售后服务可令用户满意。厂家仅着力于软件的服务与升级,目标集中。②工控机是加固型的微机,其防尘、防水、防震性能远优于家用便携式微机,且其内部已预留了接插采集卡的扩展接口。一台主机的外型就是一台工控机,外形较美观。③机内仅有两个接插口,容易保证主件接插的可靠性。

陆地声纳法最多仅需要 2 道,LDS-l 留有 4 道服务于陆地声纳,最小采样间隔为 1 道 10μs,2 道同时使用为 20μs,保证能采集到 4KHz 的信号。实际上可适应采集到 10KHz 的需要。数据采集卡为 16 道,共用一个 A/D 转换器,为了作普通浅层地震勘探法,可作 16 道排列,最小采样间隔为 160μs,可适用于 nHz～300KHz 的信号采集。采用锤击震源、电火花震源和爆炸震源时,仪器设开路和短路两种电接触触发信号,信号的延时要短于 0.1μs。若采用锤击开关触发,则要牺牲一个道。该仪器在部分测点或全部测点均在水上时,可改用电火花震源或其它震源,如场致伸缩脉冲激震器,其他均不变。故亦可改装成水声仪使用。对于勘探几十米的浅层,96db 的动态范围已经够用。但若要勘探大于 100～120m 深的层,采集窗应达 70～150ms,则要加大放大倍数,若不采用瞬时浮点放大器,仪器的动态范围似偏小,应选择大于 18～20 位 A/D 的数据采集卡。目前作者利用虚拟仪器的特点采用采集和数据处理相结合的办法作临时措施来解决。

DAS—3 型数字采集器

原秦喜 孙 鸿 戴 鹏 祝彦杭
（中国地震局地球物理勘探中心，郑州，450002）

中国地震局地球物理勘探中心最近开发出了一种低功耗，高性能的轻便数字采集器。该采集器既可用于流动性很大的人工地震宽角反射/折射剖面人工地震资料的获取，也可用于天然地震的监测。由于它的功耗很低，结构紧凑，所以，由它配备的地震站，要比其它国内外同类仪器要轻便得多。

DAS—3 由以下几个部分组成：

- 模拟部分：包括前置放大器和 AD 转换器
- 中心控制部分
- 硬盘及硬盘接口
- GPS 接收机及接口
- 时基及标定信号发生器
- 电源部分

该采集器采用了先进的 24 位 $\sum$—Δ 模数转换器，即：地球物理专用的 CS5321 和 CS5322 芯片对，这一对芯片是目前国内外高性能 24 位数字采集器所普遍用的。因而 DAS—3 也具有当前同类仪器所具有的大动态，高分辨率，宽频带的共同特点。但是在中心控制单元的设计上，我们没有采用以 PC10⁴ 嵌入式 PC 机作为中心控制单元的做法，而是选用两种低功耗微处理器，设计了一种新颖的功耗极低的中心控制单元。用它来实现了 AD 转换控制，硬盘控制，GPS 数据解码等所有逻辑功能，因而使整个采集器的功率消耗大大降低。DAS—3 的实际功耗约在 1W 左右。国内同类仪器约为 5－6W，美国 REFTech 公司的 REF—8 功耗为 2.3W。功耗的降低使仪器系统的供电变得简单和轻便。比方说，对太阳能电池的功率要求，可以从以往的数十瓦至百瓦，降至十几瓦。因而整个地震站的体积，重量都可大大减少，这无疑给野外仪器的布设带来很大的便利，也可减少野外工作的费用。

该仪器采用内置的 2.5 吋小硬盘作为数据存贮器，其设计容量的上限为 128G。用于定位和取得标准时间的 GPS 接收机也采用内置方式，这样整个采集器均在一个机箱内，显得简单紧凑。

DAS—3 型数字采集器，于 2001 年 5 月间在青藏高原进行了试用，用 2.1G 的小硬盘连记录了 11 天，记录到人工爆破数次和若干天然地震，取得了较好的结果。

DAS—3 的主要技术指示：

定时记录
事件触发（备选）
数据存贮器：2.5 吋小硬盘
容量： 可达 128G
TCXO： $\pm 5\times10^{-7}$（－10℃～50℃）
电源： 10－14VDC
功耗： 小于 1W（不含 HD 和 GPS）
GPS 接收机：
IPPS 精度：±1μs
GPS 功耗：0.325W
波特率：4800bps
输入通道： 3 道
输入方式： 差分
前放增益： 1，10 可选
满量程输入：±4.5V/前放增益
模数转换器：24 位
采样率： 50，100，200，400SPS
相应频带： 0～20，40，80，160HZ
SRAM： 1M 字节
硬盘接口： EIDE
通讯口： RS232
波特率： 57.6Kbps
工作方式： 连续记录

地脉动机制分析

郭明珠[①] 谢礼立[②] 苏克忠[①]

(①中国水利水电科学研究院,北京,100044;②中国地震局工程力学所,哈尔滨,150080)

地脉动在地震工程中的应用分两大类,一是利用地脉动进行场地动力特性测试,另一类是利用地脉动反演场地剪切波速。地脉动在工程中应用的一个非常重要问题是如何确定地脉动的波场性质。Kanai 等(1954),Aki(1957),Nogoshi 和 Igarashi(1970,1971,Chouet 等(1998)分别基于地脉动由面波或体波组成的假定,采用不同的分析处理方法证明了地脉动中含有大量的表面波或体波。实际资料分析表明,影响地脉动波场性质的因素众多,致使地脉动可能以面波波场为主,也可能以体波波场为主。只强调一种形式,都难免有认识上的偏颇。本文应用地震波理论,依据地脉动的运动学和动力学特征提出了三种判定地脉动波场性质的方法。这些方法直接依据地脉动性质分析其机制,并非事先假定地脉动为某种波。

1. 观测资料和仪器概况和地脉动资料处理过程

本文使用的基岩地脉动资料是丽江盆地基岩上的观测记录。记录仪器是 DRf－1 和 DRF－2 数字仪,拾震器为速度计。拾震器的固有周期是5秒,采样率分别为200次/秒和50次/秒,每台仪器4个通道,分别为时间、南北向、东西向和竖向通道。观测前对每台仪器分别进行标定和仪器一致性检验。每次记录时间5～15分钟,观测时间分别选在北京时间8:00,15:00,20:00。地脉动记录的处理过程:对地脉动的速度数据做零线调整。进行带通滤波;将滤波后的数据用实测的仪器参数和观测参数进行校正,计算出一条实际的地震动速度时程曲线;对实际的地震动速度时程曲线进行快速傅里叶变换,得到该时程的频谱曲线;采用汉宁窗对曲线进行平滑;计算地脉动的水平分量与竖向分量的频谱比。

2. 地脉动机制分析方法

形态法:形态法即根据地脉动的波形特征判定地脉动中的主要成分。当地脉动的振动周主要波场为体波,所以,可以认为具有地方震波形特征的地脉动主要由体波织成。当地脉动的振动周期较长,振动幅度变化稍大,振动波形多为规则的正弦波列时,可以认为地脉动主要由瑞利面波组成。文中给出了中国地震局工程力学所胡成祥、于海英等同志在大亚湾核电站场址自由地表同一测点不同时间观测的地脉动加速度时程。

轨迹法:在成层介质模型下,当场地存在阻尼时,自由表面端利波的运动轨迹为一椭圆,且极化椭圆的轴是倾斜的。而质点在体波作用下的振动轨迹为直线。如果地脉动记录水平分量与竖向分量合成的运动轨迹是椭圆,则我们认为地脉动的主要成分为瑞利波。如果地脉动记录振动水平分量与竖向分量的轨迹是直线或近似为直线,则我们可以认为地脉动中的主要成分为体波。根据这一原则,本节分析了丽江盆地内不同观测点的地脉动记录。

判定基岩地脉动波场性质的谱比法:作者在有关地脉动水平分量与竖向分量谱比的研究中,把地脉动视为不同角度体波叠加或瑞利波形成。研究表明基岩地脉动水平分量与竖向分量谱比特性为:在瑞利波作用下,泊松基岩自由表面地震动水平分量与竖向分量谱比接近于0.68,且无频散。当基岩伯松比在0～0.5之间变化时,这个比值在0.79～0.54之间变化。在体波作用下的基岩地脉动水平分量与竖向分量谱比近于1。将这两个结论应用于基岩地脉动的机制分析中。文中也给山了丽江盆地地脉动观测的谱比计算实例。

3. 总结

在地脉动应用过程中,可以首先根据地脉动的运动学和动力学特征判定地脉动的主要波场组成,然后加以应用,使地脉动更好的服务于工程实践。

小药量爆炸地震波震源时间函数与频谱特性的深入研究

孙为国[1] 冯顺山[2] 丁志峰[1] 何正勤[1] 吴建平[1]

(1 中国地震局地球物理研究所，北京，100081；2 北京理工大学，北京，100081)

本项研究主要目的在于通过对岩土介质中不同爆炸源与近源区地震波的特性及其地震效应进行较详尽的综合性研究。

依据岩土介质的不同物理、力学特性和岩土介质中爆炸波的研究，分析不同爆炸源所激发的地震波在波形和频谱特性上的差异，从理论上讨论了介质的不同结构、孔隙、密度以及多相性对爆炸及其地震波的影响。

根据爆炸动力学和波动理论研究和分析了均匀岩土介质条件下不同爆炸源的爆炸特性及其地震波的传播和能量衰减。

利用同一场地介质物理力学特性不变的特点，在可视为同一爆炸点的范围内进行了数次不同药量和类型的爆炸试验。

根据爆炸力学理论和爆炸地震波理论通过频谱分析方法对试验观测数据进行了计算处理，并比较系统地研究了爆炸点源、线源和定向源三种不同类型爆炸源所激发的地震波的特性。研究结果表明不同药量、不同类型的炸药和装药结构以及爆炸源周围介质的物理性质与爆炸源的深度等因素对激发地震波的特性有着明显的影响。利用空隙、松散介质和可对爆炸能传播起到弱化作用的材料，以定向源模型理论为依据，设计了携带金属飞片和无金属飞片两种简单定向激发爆炸源，试验结果表明，在一定距离内激发方向振动幅值具有优势，但不同方向水平激发对垂直分量都无影响，在较远距离的观测地震波形中，面波幅值与整个波列其它波的幅值比明显小于其它爆炸源的相同情况下的比值。

将最大熵谱方法应用于爆炸地震波试验数据的频谱分析，研究结果表明最大熵谱方法比传统谱方法具有更高的分辨率和精度，它可以清晰地在频率域内分辩出不同震相类型波信号的峰值频率。最大熵谱方法，非常适用于对近场爆炸源观测数据的谱分析研究。

通过引入非线性反演中的遗传算法，对各种条件下的小药量爆炸地震试验数据进行了计算。计算结果表明。遗传算法是一种非常有潜力的利用近场爆炸试验观测数据反演爆炸地震波震源时间函数的反演方法。在爆炸源作为一个脉冲函数的条件下，利用具有全局搜索，不用求导数、效率较高、适用范围广的新发展的优化算法—遗传算法，求解了不同爆炸源的爆炸时间函数。通过与理论和其它方法获得相同结果进行比较证明，用遗传算法获得的结果是合理可信的，此外，多点反演结果的一致性说明遗传算法的解是稳定的。利用震源时间函数计算的理论波形与试验观测波形有很好的吻合。由遗传算法获得的震源时间函数也较好地反映出大药量和线性源有相对比较大的持续脉冲波形。研究结果表明遗传算法在爆炸源的研究方面是一种有效和很有发展潜力的方法。

小药量爆炸源近场地震波数据的分析研究，由于介质特性与观測位置精确已知因此对研究不同爆炸源对地震波波形及频谱特性的影响是非常有意义的，该项研究是一项跨学科研究课题，它不仅在爆炸与地震学理论研究方面有意义而且有很高的应用价值。

本项研究得到地震联合基金会资助(课题批准号 100100)。

邯郸附近有感地震震前大地准静电场异常特征。

李彦堂[1] 常树国[1] 王付良[1] 赵平原[1] 姬志勇[1] 高攸纲[2]

(1 河北省邯郸市地震局,邯郸,056014) (2 北京邮电大学,北京,100876)

2000 年,邯郸市地震实验站大地准静电场观测系统记录到发生在邯郸附近(<300Km)的三次 M_L4 级左右有感地震,并较成功地作出了预报。本文通过分析这三次地震前准静电场异常,说明在邯郸附近有感地震震前的准静电场异常特征以及应用此方法预报地震的可能性。

1. 测量系统及异常信息记录形态

(1)测量系统:我站共有两套准静电场观测系统,均由 EW、SN 两测向组成。每套系统均由特制的柱状电极作为接收传感器(极间距 40m)和记录仪组成。第一套的记录仪为 EWY—103 圆图电子电位差计,1981 年 10 月投入观测;每二套记录仪为开路长图笔绘记录仪(3056),1998 年 4 月投入观测。3056 记录仪可选择测量量程,可调节走纸速度,能展现记录曲线快速摆动(即脉冲组)的真实形态。

(2)异常信息记录形态;正常情况下,记录曲线是稳定在某一数值范围的直线,当出现左右摆动或明显偏离正常曲线即为异常。

2. 测量结果及分析

2000 年,在邯郸市附近相继发生了三次 M_L4 级左右的有感地震。其分别是 4 月 26 日邯郸市成安县 $M_L4.0$ 级地震(距本站 14Km)、6 月 3 日河南安阳县与河北磁县交界 $M_L3.5$ 级地震(距本站 62Km)及 8 月 14 日河南孟州市 $M_L3.6$ 级地震(距本站 237Km)。邯郸市地震实验站的准静电场测量系统记录到了这三次地震震前的准静电场异常变化。现以成安地震和安阳—磁县地震为例分述如下:

(1)成安地震震前异常信息记录形态:该地震震前异常以 EW 向为主。4 月 11 日 21 时～24 时出现幅度达 50mv 的突跳;4 月 12 日出现两次,幅度分别为 12mv 和 22mv,记录曲线稳定后有 13mv 的降幅。其后间或有 2.5mv 左右的脉冲(组)出现,至 4 月 20 日后脉冲及脉冲组频繁出现,并于 4 月 24 日 2 时出现波状变化,幅度为 0.5mv 左右,周期为 30 分钟。此后波状周期逐渐变小,至 4 月 26 日周期约为 13 分钟。震后周期逐渐变大且记录曲线由波状向锯齿状(不对称)发展,锯齿趋于平缓,曲线于 28 日趋于正常。SN 测向:与 EW 向同步出现脉冲及脉冲组,但幅度较小(0.1～1.0mv)。在出现脉冲(组)6 天后、出现波状变 2 天后发震。

(2)安阳—磁县地震震前异常信息记录形态:安阳与磁县交界 6 月 3 日发生的地震,震前异常也主要出现在 EW 向,但其具体表现与成安地震有所不同:准静电场从 4 月 13 日至发展持续近 1 个月的负向异常,其间经历了 4 月 22 日至 27 日缓降(降幅 18.2mv)、4 月 27 日至 5 月 13 日缓升(升幅 15.6mv)、5 月 28 日至 6 月 2 日缓降(降幅 23.2mv)及 6 月 3 日 1 时的突降(降辐 96.5mv)。在 5 月 30 日 10 时记录到大量脉冲(组),幅度为 0.1 至 2.6mv,到震后仍有持续。在记录到大量脉冲(组)4 天后发震。

3. 结论

通过对震前准静电场异常形态分析,可以得出以下结论:

(1)这三次地震震前异常信息的记录形态均表现为升(降)、突跳、脉冲组。

(2)这三次地震的震前异常信息并不是在两个测向都出现,均表现为 EW 向有异常而 SN 向变化不明显或无异常。这可能反映了测向与主应力夹角大小的关系。

(3)从实测曲线可看出,极间电位差曲线震前都在 EW 向经历下降(上升)—极值—上升(下降)—发震—恢复这一过程。在此过程中,大都伴有快速变化(即脉冲组)、突跳、"V"形、波状等变化。地震发生在观测曲线出现较大幅度变化和突跳后的 2 到 6 周内。

大模型剪切和摩擦滑动的视电阻率变化

陈峰[1] 廖春庭[2] 安金珍[1]

(1 北大地球物理系,北京,100871;2 中国地质科学院地质力学研究所,北京,100081)

剪切和摩擦滑动是地壳介质受力和运动的主要方式之一,岩石力学对此作过大量实验研究,但有关岩石电阻率变化的剪切和摩擦滑动实验,却做得非常少。目前国内、外仅能见到屈指可数的几篇文章,美国的Brace在完整岩样破裂后继续实验,测定了岩样摩擦滑动时的电阻率变化,结果发现一旦断层形成,电阻率随应力的变化就很小。王其允等人进行了水饱和岩样的剪切和摩擦滑动电阻率变化实验,发现岩样在摩擦滑动时,电阻率有明显的变化。国内学者在这方面作过一些很好很仔细的研究工作,但由于数量少,很多有关方面研究工作没有开展。我们在水饱和岩石小标本上作过一些直剪电阻率变化实验,发现其视电阻率变化形态没有压缩实验的平稳阶段,其上升幅度不超过20%。破裂时有前兆,幅度为百分之几。剪切实验的破裂裂隙较单一,其4条测线,4个方向,4种组合的4个视电阻率变化各向异性主轴解,趋向一致,且与实际破裂方向吻合,能很直观显示电阻率变化各向异性主轴解与岩样主破裂间的相互关系。但小标本剪切实验也存在一些缺陷,其一,是不便于作摩擦滑动实验,其二,是不便于观察不同位置测点的电阻率变化形态和各向异性特征,因此我们开展了大模型剪切和摩擦滑动视电阻率变化实验研究工作。

实验方法:模型用模压制成,尺寸为:1M×1M×0.3M,材料为石英砂混合水泥。模型强度约10MPa/cm^2。为模拟地球分层结构,模型也做成分层结构,有明显的层理面,电极布置在垂直层理面的平面上,以增强实验效果。电极用铅圆柱体制成,电极直径为5~10mm,长约10mm。电极埋设在模型的电极孔中,周围用石墨粉充填,然后将模型6个面涂上有弹性的绝缘胶。每块模型上布设68个电极,共组合成7个视电阻率各向异性测点,其中5个小极距测点,观测5个不同位置的电阻率变化,2个大极距测点,观测不同深度的电阻率变化。采用对称四电极法,在每个测点组合布设互呈45度角的测线4条,另组合布设3条剖面线,这样在一块模型上共组合布设视电阻率测线35条。采用中间对称直剪加载方式进行实验。测量仪器和方法见中国地球物理学会第十届年会年刊410页。

实验结果和分析:(1)剪切实验 ①电阻率变化幅度从百分之几到百分之几十,最显著的特点,是距离裂隙近的测点,电阻率变化幅度大,距离裂隙远的测点,电阻率变化幅度小;②裂隙比较单一,与电阻率变化各向异性确定的方位对应较好;③破裂前兆不明显,可能与加载设备控制不细,加载步长偏大,测量点少有关。(2)摩擦滑动实验;摩擦滑动实验是在剪切实验产生断裂面后进行的,这又分两种情况,第一种情况,是两端裂隙面不在一条直线上,两端裂隙的交汇处有一小段没有被剪断,这种情况裂隙在摩擦滑动前,要先剪断才滑动,我们称这种摩擦滑动为有阻力摩擦滑动,有阻力摩擦滑动电阻率变化的幅度较大,最大可达到40%。第二种情况是通常只有一个裂隙面的普通摩擦滑动,普通摩擦滑动电阻率变化幅度要小一些,但也有百分之几的变化,足可以被观测得到。两种摩擦滑动最显著的特点,是距离裂隙近的测点,电阻率变化幅度大,距离裂隙远的测点,变化幅度小。同时用电阻率变化各向异性解确定的主破裂方位,与滑动面的实际方位对应很好,但这种对应关系,只有在滑动面附近的测点有效,远离滑动面的测点,通常测点的4条侧线,4种组合求得的4个电阻率各向异性主轴解不一致,这与该点的电阻率变化很小,甚至不变化有关。

上面显示:从大模型剪切和摩擦滑动视电阻率变化实验,得到了几个很有意义,也很有用的实验结果,它将有助于我们对岩石电阻率变化与岩石受力和破裂的关系,有更深入的了解。实验若用较大水饱和岩石标本,更好一些的加载设备,将会得到更好的实验结果。

本研究由国家自然科学基金(49972095)资助。

高灵敏度、高温低噪声超导量子干涉器磁强计的研制

王赤军 陈晓东 赵 毅 王宝珍

(中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所 河北廊坊 065000)

1. 前言

在地球科学的研究中电磁场的研究占有极重要的位置,在近代科学中探测磁场的工具主要还是用磁通门磁力仪、质子核旋磁力仪、光泵磁力仪、低温超导磁强计等。其中低温超导磁强计灵敏度高、噪声低的磁测仪器,给精密磁测提供了很好的物质基础,但由于低温超导磁强计的超导器件须在液氦温度(4.2K)下工作,我国氦资源匮乏,价格昂贵,液氦低温技术又较复杂,影响其推广应用,在国内此类仪器为数不多,通常在实验室中使用。自 20 世纪 80 年代发现高温超导体材料后,随即研制出块材高温超导量子干涉器(简称 SQUID)器件,由于高温超导器件在液氮温度(77K)下工作,氮资源丰富,且液氮低温技术相对简单,因此,在我国推广应用的障碍不复存在,可以进行高温超导量子干涉器在地学上的应用研究。我们从 1989 年开始进行此项研究工作,先后在 MT、TEM、LOTEM 上做了大量的应用研究工作。先后研制出 SQUID 载波电流频率为 30MHz 的块材 SQUID 磁强计、薄膜 SQIUD 载波电流频率为 8000MHz 的带超导共面谐振器的薄膜 SQUID 磁强计。其磁场灵敏度可达 $3\times10^{-13}\mathrm{T}/\sqrt{\mathrm{Hz}}$。

2. SOUID 磁强计在地球物理勘查中应用研究的进展

本项目在 80 年代得到"863"计划的资助开展 SQUID 磁强计在地球物理勘查中应用研究,此应用研究主要在 TEM、LOTEM 方法上开展的。此阶段的研究的目的是在这些方法中以 SQUID 为传感器与传统的以感应线圈为传感器,两传感器同时接收信号,从理论研究的结论告诉我们,两者信号通过计算后应该一致。这一点我们已经达到预期的目标。而且试验的结果还告诉我们用 SQUID 为传感器比以感应线圈为传感器更好,原因是 SQUID 可直接测量磁场,而感应线圈测量的是电动势,根据这些方法的理论不难推导出磁场信号比电压信号衰减的慢,显而易见,测磁场信号会比测电压信号的信噪比好。所以在测深中以 SQUID 作传感器会比以感应线圈作传感器的测得更深。我们在京东三河县的一个采石场山下做过试验,在此地面覆盖层是高阻时用感应线圈作传感器很难测到理想的信号,用 SQUD 作传感器就会比用感应线圈作传感器获得多得多的信号。这个试验给我们的启示是在 TEM 法中若采用 SQUID 作传感器相当于在此法开展了中、大功率发射的测量。这个意义是很大的。在以地震方法为主探查油储构造中,在某些地区地震方法会有困难,在用非地震方法探查油储构造,本研究的 SQUID 磁强计极有可能成为一个新的技术支撑点。

要进行应用研究,首先要有性能优良的 SQUID 磁强计。这是进行在地球物理勘查中应用研究的最基本的物质基础。

3. SQUID 磁强计

以 SQUID 为传感器的磁强计,在高温超导体发现以前,SQUID 器件是用低温超导材料铌做的,其工作温度在液氦温度下(4.2K),磁强计的电子线路似乎全世界的超导磁强计都用一种电路,高温超导体发现后,随即研制出高温块材 SQUID,其磁强计电子线路在国内基本沿用低温超导磁强计的电子线路,随着超导研究的飞速发展,从块材 SQUID 发展成薄膜 SQUID,电子线路发生较大的变化,在用块材 SQUID 作传感器时,SQUID 载波电流频率只需十几兆以上就可,而薄膜 SQUID 出现后,SQUID 载波电流频率一下子提高到几百兆,电子线路的设计及制作都比原来复杂、困难。现已研制出薄膜 SQUID 载波电流频率为 8000MHz 的带超导共面谐振器的薄膜 SQUID 磁强计,其磁场灵敏度可达 $3\times10^{-13}\mathrm{T}/\sqrt{\mathrm{Hz}}$。这个 SQUID 磁强计在河北省固安野外能锁定工作。我们对此 SQUID 磁强计的电子线路还要做进一步优化,使其能更实用化,以便下一步推广应用。

7. 地磁与高空物理

1999年10月孤立CME事件的极区近地空间效应

刘勇华[1] 刘瑞源[1] 胡红桥[1] 艾 勇[2] 杨少峰[3] B. J. Fraser[4]

(1. 中国极地研究所,上海 200129;2. 武汉大学 武汉 430072;

3. 中国科学院地球物理研究所,北京,100101;4. Newcastle University of Australia,Australia NSW,2308)

太阳剧烈活动主要有日冕物质抛射和耀斑,是太阳影响地球,产生磁层和电离层扰动的两种主要方式。两者常常相伴发生,其影响共同作用于地球。区分两者对地球空间的不同影响将具有重要意义。

Gosling 等认为,地球上大的磁暴往往与行星际激波包括 CME 事件引起的激波有关,而小的磁暴不需要行星际激波触发。慢速的 CME 事件不能引起行星际激波,因而不会引起特别的地球响应。

1999年10月18日00:06UT,日面发生强烈CME事件,但相伴发生的耀斑强度却较小,其对地球的影响与相伴发生的CME事件相比可忽略不计。我们称这样的CME事件为孤立CME事件。日面观测表明,该CME传播速度较小,为典型的慢速CME事件。10月21日01:45UT,位于日地连线上拉格郎日点的ACE卫星观测到行星际激波。从日面CME事件暴发到地球附近的ACE卫星观测到激波,前后相隔3天多,粗略计算该事件在行星际传播的平均速度为560km,稍大于宁静太阳风速度。这进一步表明这是一次慢速CME事件。10月21日23:00UT至10月22日06:00UT,行星际磁场强烈向南,谷值低于－30nT。10月22日00:06UT后,太阳风温度和速度均急剧上升。这对应CME事件产生的磁云扫过该卫星。但高能粒子(质子和电子)通量在该CME事件前后却没有明显变化(图1(d)。这一点也进一步证明这是一次孤立CME事件,没有相伴的耀斑和高能粒子事件发生。10月21～23日,地球上观测到强烈磁暴,Dst指数下降到—230nT,地球电离层发生剧烈响应。

我国南极中山站(不变磁纬74°,L～14)地处极隙区纬度,白天位于极隙区附近,夜晚位于极盖区一天两次穿越极光带,具有良好的地理位置(图1),可观测到丰富的高纬电离层现象。站上现已建成高空大气物理综合观测系统,常年连续观测,结果自动记录在磁盘或磁带上。在该孤立CME事件期间,中山站的高空大气物理观测设备工作正常,获得了完整的系统的资料。这里,我们利用其中的四种数据,即数字式电离层测高仪,感应式磁力计,磁通门磁力计和成像式宇宙噪声接收机,分析极区高空大气对该孤立CME事件的响应。同时,利用ACE卫星观测的数据,考察该孤立CME事件中太阳风、行星际参数的状况,并与地面观测比较。结果如下:

(1)慢速CME事件可以产生行星际激波,并通过持续大幅度向南行星际磁场引发大磁暴。这与先前Gosling认为的慢速的CME事件不能引起行星际激波,因而不会引起特别的地球响应有所不同。

(2)在该磁暴期间,极区电离层测高仪频段吸收显著增加,f0F2显著度下降,明显低于月中值。这说明该孤立CME事件引发的是一个负相暴。强磁暴使大气加热抬升,电离层复合增加,从而电子浓度下降。

(3)在该磁暴期间,Pc3/5频带脉动活动有不同特点。21日,Pc3/5频段脉动响应磁暴急始,是行星际激波撞击磁层顶,引起磁层空腔谐振荡而诱发的。22日和23日,Pc3/5频段脉动明显集中于日侧磁地方时中午附近,这与磁层极隙区密切相关。

(4)在该孤立CME事件期间,没有观测到大的宇宙噪声吸收事件,包括极盖吸收事件。这是由于该孤立CME事件没有大的耀斑相伴发生,行星际高能粒子通量没有明显变化,没有产生高能粒子事件。本项目获国家自然科学基金(批准号:49634160,40004007,40074038)和中国科学院基础研究(批推号:655951－1－305)资助。

R9077 活动与南极中山站的强烈吸收事件

胡红桥 刘瑞源 刘勇华 刘顺林 杨惠根 徐中华

(中国极地研究所,上海,200129)

2000 年 7 月太阳活动非常频繁,先后出现了 20 多个活动区,其中 R9077 是活动性最强的一个,它所产生的地球空间效应也最强。R9077 活动区于 2000 年 7 月 7 日开始在日面出现 7 月 20 日转出日面出现,在这期间 R9077 产生了一系列的强烈太阳活动事件。

R9077 活动产生了一系列地球物理效应,7 月 13 日到 15 日共出现了三个行星际激波,几乎在这些激波撞击地球磁层顶的同时,Dst 指数都出现了正向增强,随后全球地磁活动性明显增强,极光亚暴频繁发生。其中最突出的是发生于 7 月 15～16 日的大磁暴,该磁暴是 1989 年以来最大的一次。15 日 Ap 达 152nT,其影响遍布全球。7 月 14 日的 X5/3B 爆发对地球空间环境的另一个突出影响是质子事件和由此所引起的极盖吸收。14～16 日地球同步轨道发生了 1989 年以来最强的一次能量大于 100MeV 的质子事件。

南极中山站(69.4°S,76.4°E)位于极隙区纬度附近,其不变磁纬为 74.5°,其地方时 LT＝UT＋5hrs,磁地方时 MLT＝UT ＋ 2hrs. 在通常情况下,中山站在磁中午位于极隙区,子夜位于极盖区的低纬边缘,午前和午后穿过极光带。2000 年 7 月 15 日,中山站成像式宇宙噪声接收机观测到了高达 26dB 的吸收,这是自中山站 1997 年 2 月安装该设备以来观测到的最强的吸收事件。本文利用南极中山站的地面多手段观测数据,分析了 2000 年 7 月 13 日～17 日太阳活动区 R9077 在极区电离层所引起的强烈吸收事件。

极盖吸收是太阳质子事件产生的高能粒子沿着磁力线直接沉降到极盖区和极光区所产生的电离层吸收。中山站的成像式宇宙噪声接收机在 14 日 1040U 左右到 17 日 1940UT 左右观测到了强烈的极盖吸收,在此期间中山站 DPS—4 数字式电离层测高仪有两天多没有回波。中山站观测到极盖吸收事件的开始时间几乎与 Soho 卫星观测到太阳质子事件的时间一致;尽管中山站当时处于极夜期间,但仍然观测到了极盖吸收事件的昼夜变化,这说明白天侧电离层仍然受到了日照的影响。在日照下,电离层中的电子与中性成分的复合率有所降低,电离层中的电子密度和电子碰撞频率有所增大,因此,白天侧电离层吸收明显增强。

由于在这段时间内极光亚暴频繁发生,中山站在强烈极盖吸收背景上观测到了很多持续时间较短的吸收峰,其中较突出的有两个。一个是出现在 7 月 14 日 1753UT 前后的吸收峰,该吸收峰表现出了一定的脉动特征,其最大峰值超过了 6dB。与此同时,中山站地磁 H 分量出现了一个负扰,因此,这一吸收事件可能与极光亚暴所引起的极光粒子的沉降有关,吸收峰的脉动特征表明极光粒子曾被场向电势差重复加速。

另一个是 15 日 0300UT 开始的吸收增强,该事件 0645UT 左右达到其峰值 26dB,1110UT 左右才恢复。这一吸收增强开始发生时,中山站地磁 H 分量出现了一很大的负扰。从极光电集流指数 AE 来看,这一负扰与一孤立的极光亚暴有关。同时,该吸收增强的空间分布还表现出随地磁纬度的增加而减弱的特点,因此该事件除与极盖吸收的昼夜变化有关外,很可能还与亚暴主相时在闭合磁力线上产生的“高能电子云”经东向漂移并加速后在午前扇区沉降有关。由于“高能电子云”漂移的方向,与中山站相对于极光卵的运动方向一致,因此该事件持续了较长的时间。

本研究由国家自然科学基金(4007438)和国家海洋青年海洋科学基金(2000903)资助。

电子压力梯度对磁层顶重联过程的影响

曹晋滨[1]　马志伟[2]　周国成[1]　刘振兴[1]

(1 中国科学院空间中心空间天气开放实验室，北京，100080；2 美国依阿华大学物理与天文系)

所谓磁场重联是指在具有有限电导率的磁化等离子体中，当磁场冻结条件破坏后，电流片中的磁力线自发或被强迫断开和重新连接的过程，并伴有磁能的突然释放并转化为等离子体的动能和热能，引起带电粒子的加速和加热。地球磁尾的磁重联与向日面重联区别很大。向日面磁重联的重要一点就是太阳风动能经过一系列复杂过程转化成磁尾磁能。而向日面太阳风磁能转化成热能和动能过程是微不足道的。相反在磁尾重联过程中磁能转化成热能和动能的过程却是最重要的。地球磁层顶在磁层顶观测到的通量传输事件表明在磁层顶发生的重联过程是随时间变化的非稳态重联，是一种间歇和偶发的过程。由于磁层顶的尺度有限，重联区也是存在于一个有限的区域，所以研究磁层顶磁重联过程的 MHD 计算机模拟程序是三维的比较合适。三维磁重联过程和三维磁重联过程区别还是明显的。虽然二维磁重联模拟在理解磁重联基本过程方面取得了巨大的成功，但是二维模拟中很多概念很难引入到三维情况中去。例如二维情况中的分界线在三维情况中就不存在或很难定义与发现。

在广义欧姆定理(1)中有对流项，电阻项，电子惯性项，霍尔项，和压力梯度项。

$$E+v\times B=\eta J+\frac{1}{ne}J\times B-\frac{1}{ne}\nabla p_e+\frac{m_e}{ne^2}\frac{\partial J}{\partial t}$$

目前一般理论认为霍尔项是与离子惯性尺度 δ_i 联系在一起，将会在重联区激发哨声波。它与对流项的比值约为 Δ/δ_i。考虑到磁层空间有关电流片和离子趋肤深度的尺度，霍尔项在磁层顶和磁尾都很重要。电子压力梯度项是与有效离子拉莫半径 ρ_s 联系在一起，它在磁重联区激发动力 Alfven 波。仅从广义欧姆定律来看，电子压力梯度项在磁层中也起着不可忽略的作用。电子惯性项是与电子惯性尺度 δ_e 联系在一起，它在重联区激发动力 Allven 波。在磁层顶，如果取等离子体密度为 $n=40cm^{-3}$，磁场 $B=40nT$，电子温度 $=80eV$ 的话，磁层顶电子惯性尺度 $\delta_e=0.8km$，有效离子拉莫半径 $\rho_s=20km$ 和离子惯性尺度 $\delta_i=40km$。而磁层项电流片尺度约为 100km。所以在磁层顶电流片的尺度下，霍尔项和电子压力梯度项起的作用都不可忽略，霍尔项作用比电子压力梯度项要大。而电子惯性项的作用很小，可以忽略。

我们用 3 维 MHD 模拟，着重考查广义欧姆定律中电子压力梯度项在磁场重联过程中的作用，考查它对磁场重联过程中场向电流，粒子速度和核心磁场的影响。所以我们象文献 3 那样假设离子压力梯度项远小于电子压力梯度。研究结果表明：

(1)电子压力梯度项使重联区中离子和电子速度增大，使重联速度加快。但电子压力梯度还使重联区扰动增大，

(2)由于重联区离子和电子速度增大，两者之间的差异也随之增大，故由于电子和离子运动解耦产生的场向电流也增大。考虑到场向电流是磁层电离层耦合的一个重要途径，所以电子压力梯度也使磁层电离层耦合加强，

(3)场向电流增大使重联区中核心磁场增大。

本课题由国家杰出青年基金 40025413 资助。

地磁AE指数和Pi—2脉动的关系

王德驹 曹晋滨 赵 华 蔡春林 周国成
(中国科学院空间科学与应用研究中心,北京,100080)

磁层亚暴是磁层中重要的动力学过程之一,它把磁后、内外磁层和低高度极光区耦合在一起。磁层亚暴过程中还发生磁尾等离子体片热等离子体(如能量低于300keV的热电子)向内磁层的注入事件,这些亚暴注入的热电子被认为是磁层相对论(能量—MeV)电子通量增强事件的"种子电子"。通常用极光电急流强度的指数AU和AL或AE(即AU和AL的绝对值之和)来识别磁层亚暴现象的发生及其强度的大小,同时也用地磁脉动Pi—2事件来识别磁层亚暴膨胀相的开始,它们是磁层天气过程研究的重要内容之一。

本文分析了1998年4月24日～5月20日行星际扰动与磁层相互作用非常激烈期间北京地区记录到的131次地磁脉动Pi—2事件资料(采样率为1Hz),平均每天4～5次事件,其中5月6日没有识别出Pi—2脉动事件,而5月12日却识别出14次Pi—2脉动事件。Pi—2脉动事件的持续时间为5～10min,幅度为0.5～9nT. 也分析了同一时期的地磁AE指数资料(每分钟值),发现AE指数的确有多次明显的增大变化;每次增大变化的时间尺度约为1～3hr,有时成串出现的持续时间可达6～7hr;增大变化的极大值从高于100nT到2500nT左右(如5月4日)。这些结果表明,4月24日～5月20日期间发生了多次磁层亚暴。然而,地磁AE指数的增大变化和脉动Pi—2事件之间的时序关系却不是一种简单的关系,详细结果可归纳如下:

①Pi—2脉动事件与AE指数的增大变化事件几乎同时开始出现,这种情况只有7次,约占总事件数的5.3%左右;②Pi—2脉动事件出现在AE指数的上升阶段,有47次,约占总事件数的35.9%左右;③Pi—2脉动事件出现在AE指数的极大值附近,有16次,约占总事件数的12.1%左右;④Pi—2脉动事件出现在AE指数上升到极大值之后的下降阶段甚至结束时间附近,似乎Pi—2脉动事件滞后于AE指数的增大变化,有55次,约占总事件数的42.0%左右;⑤Pi—2脉动事件出现在AE指数没有明显变化(极大值<100nT)的时间范围内,有6次,约占总事件数的4.6%左右,它们都属于白天Pi—2脉动事件。

上述统计和对比分析表明,Pi—2脉动事件主要出现在AE指数上升到极大值之后的下降阶段甚至极小值附近其次是在AE指数的上升段,多数Pi—2脉动事件(即上述的②、③和④)的开始时间都滞后于AE指数的开始时间。如果Pi—2脉动事件的开始可以作为磁层亚暴膨胀相开始的标志,那么AE指数增大变化的开始可能预示着磁层亚暴增长相的开始,而增长相的时间尺度不尽相同,有时甚至很短。这样的描述可以解释上述的AE指数的增大变化和地磁脉动Pi—2事件之间的时序关系。6次白天Pi—2脉动事件出现在AE指数没有明显变化的时间段,表明它们可能与磁层亚暴无关,太阳风扰动与白天侧磁层相互作用触发的磁层腔振荡可以是这些白天Pi—2脉动事件机制的一种选择。

本研究得到国家杰出青年基金项目(40025413)的资助。

利用GPS观测数据反演电离层电子密度分布的一种方法

邹玉华 徐继生

(武汉大学电子信息学院，武汉，430072)

利用GPS观测数据反演电离层电子密度分布是计算机层析成像技术(Computerized Tomography，简称CT)在空间探测方面的一种应用。它利用GPS发射的双频信标扫描通过被探测目标(即电离层)内部，根据电离层对无线电波的色散效应来确定电离层的内部结构。80年代中期，Austen等人首先提出利用CT技术反演电离层电子密度二维分布的设想，此后十多年内的电离层层析实验所利用的都是轨道高度约为1000km的极轨卫星系统。由于极轨卫星的运行速度快，扫过地面30°的范围需时在10分钟以内，可以合理地假设在此短时间内电离层电子浓度无大变化。GPS运动的角速度很小，30min. 才能转过15°。为了获得充分的投影数据，一次观测时间就必须取得较长(60～90min.)，在此时段内，不能再忽略电离层的变化，在低轨系统中所采用的冻结电离层的假设对GPS这样的高轨系统不再适用。此外，GPS轨道倾角为55°，其星下点的投影一般不在同一子午面内。因此，利用GPS观测数据反演电离层电子密度分布的CT问题是一个时变的三维空间CT问题。如何利用所得信息将时间与空间分离以获得电子密度的四维分布图像是利用GPS数据反演电离层电子密度的关键。用f表示电子密度分布，沿第j条斜路径的TEC可以写为：$TEC_j=\int_j f ds$。采用像素指标法，假定每个网格内电子密度是常值，将f离散化，方程(1)可以写成矩阵形式：D＝AZ；其中X为待求的列矢量，其元素是各个网格内的电子密度值；D_j为第j条路径上的TEC值，由观测得到。A_{ij}是第j条路径在第i个网格内的截距，可以由卫星和接收机的位置确定。求解该线性方程组，即可得电子密度的分布。在我们的模拟计算中，待反演的空间区域是一个以武汉为中心，边长为1000×1000km的区域，高度范围从距地面100km到2000km。在探测区域的中心点、四个顶点和各边中点各放置一台接收机，共9台接收机。从星下点轨迹图可以看到，在60～90min. 内，有足够密的射线穿过待探测区域，这是应用CT重建技术获得电子密度分布的前提。为将电子密度的时间和空间变化分离，先假定随时间的变化为最简单的线性变化。进一步将待反演的空间区域按经度、纬度和高度划分为$N_1\times N_2\times N_3$个小网格，由此反演得到各个网格内电子密度起始时刻和结束时刻的值，则其空间、时间的四维分布图像就可得到。为更进一步简化问题，我们提出了下面两种方法。

(1)参数化模式反演法。首先设定一个电离层电子密度随空间、时间变化的模型，将电子密度随经度、纬度、高度和时间的变化用四维基函数表示出来，这样只要求出基函数中的所有持定系数，则电子密度的分布就确定下来了。假设电子密度用四维基函数展开后，待定的系数总共有n个。对于中低纬地区，任何时刻一个接收站一般可同时收到6～7颗卫星，一颗卫星的通过时间一般为几个小时。如果每隔30秒钟取一次数据，对于单个台站，所获得的斜TEC的数据量也会超过未知数的个数，完全可将未知数求解出来。

(2)非模式反演法。大多数情况下，电离层电子密度随经度的变化较其随纬度、高度的变化简单，因此可以将电子密度随经度的变化简单地用某一已知函数的形式表示出来，这样待反演的仅是电子密度随纬度和高度的变化关系以及随经度和时间变化的系数，时变的三维空间CT问题变为二维CT问题，接下来完全可利用已有的算法。

利用GPS观测数据获得电离层电子密度分布是一种新的探索，由于是一个时变的三维空间CT问题，其求解过程大为复杂。以上所提到的几种方法正在进一步处理与分析中。

电离层中非线性扰动的一个物理模型

史建魁　刘振兴　郭兼善　张满连　尚社平　罗熙贵
（中国科学院空间科学与应用研究中心，空间天气研究开放实验室）

人造卫星在电离层中观测到了非线性扰动，如 S—33 卫星和 Freja 卫星等。特别是 Freja 卫星在顶部电离层中观测到场和磁场扰动的离子密度非线性扰动，其形态表现为密度隆起和下凹的孤立波。顶部电离层中的非线形扰动可对上行离子起加速作用。

曾有一系列的研究论文从理论上研究和证实了 S－33 卫星的观测结果。考虑到非线性孤立波伴随有电场和磁场扰动，有研究者提出了动力学阿尔芬孤立波(SKAW)模型来解释 Freja 卫星观测到的离子密度隆起和下凹的孤立波。

我们分析 Freja 卫星在顶部电离层中观测到的非线性扰动时，发现与离子密度隆起和下凹的孤立波相伴随的磁场扰动相对幅度非常非常小(Holback,et. a1,Space Sci. Rev.,1994)。因而，本文提出了离子静电孤立波模型以解释 Freja 卫星在顶部电离层区域观测到的离子密度非线性扰动。

计算结果认为，Freja 卫星观测到的伴随离子密度扰动的磁场扰动量的相对幅度 $|\delta B/B|<10^{-3}$，因而可设扰动过程中磁场 $B=B_0e_z$(B_0 为常数，e_z 为沿坐标 Z 方向上的单位矢量)，于是，我们可考虑静电模型。考虑离子和电子的热速度以及波的相速度满足 $V_{Ti}<<v_p/\gamma<<v_{Te}$，($\gamma$ 为洛仑兹常数)，即可忽略朗道阻尼；离子回旋半径远大于德拜半径，这样，准中性条件成立：$n\approx n_e\approx n_I$。在柱坐标中，描述离子运动的动力学方程可表示为：

$$\frac{\partial n}{\partial t}+\frac{\partial(nv_r)}{\partial r}+\frac{\partial(nv_z)}{\partial z}=-\frac{nv_r}{r} \tag{1}$$

$$\frac{\partial v_r}{\partial t}+v_r\frac{\partial v_r}{\partial r}+v_z\frac{\partial v_r}{\partial z}=-\frac{1}{m_in}\frac{\partial p}{\partial r}-\frac{e}{m_i}\frac{\partial\Phi}{\partial r}+\frac{v_\theta^2}{r}+\Omega_iv_\theta \tag{2}$$

$$\frac{\partial v_\theta}{\partial t}+v_r\frac{\partial v_\theta}{\partial r}+v_z\frac{\partial v_\theta}{\partial z}=-\frac{v_rv_\theta}{r}-\Omega_iv_r \tag{3}$$

$$\frac{\partial v_z}{\partial t}+v_r\frac{\partial v_z}{\partial r}+v_z\frac{\partial v_z}{\partial z}=-\frac{1}{m_in}\frac{\partial p}{\partial z}-\frac{e}{m_i}\frac{\partial\Phi}{\partial z} \tag{4}$$

$$p=nT_i \tag{5}$$

$$n=n_i\approx n_e\approx n_0\exp(e\Phi/T_e) \tag{6}$$

其中 T 为波尔兹曼常数与通常意义下的粒子温度的乘积。

对上述方程组中(1)～(6)式进行线性分析，得到了波的色散关系，其分析结果表现为离子声波和离子回旋波。对上述方程进行非线性推导，可得到了类似于一维势阱中离子运动的 Sagdeev 势。通过对 Sagdeev 势的进一步分析和计算，我们得到了两种离子密度孤立波(密度隆起(hump)的孤立波和密度下凹(dip)的孤立波)和与密度扰动想对应的电场扰动波形。这一研究结果可用来解释 Freja 卫星在顶部电离层中观测到的非线性密度扰动。特别是理论研究得到的离子密度下凹(diP)的孤立波波形与 Freja 卫星的观测结果完全一致。

我们认为，本文提出的静电扰动模型可作为 Frejia 卫星在顶部电离层中观测到的非线性扰动的一个侯选模型。

本项研究得到了中国国家自然科学基金(No. 40074042 和 49834040)的支持。

SAW 对极光电子的非线性 steepening 加速

王乃权
（中科院空间中心）

在极区磁层中极光电子被加速后进入电离层，电子沉降形成分立极光弧。小尺度 ALfven 波被认为可能是将电子加速的一种机制[Hasegawa，1976；Goetz an Boswell，1979]。随后，提出了多种加速机制，包括湍动加速、反常电阻模型、静电激波加速、电磁离子回旋波加速、朗道加速、孤立动力学 Alfven 波共振等，从各自不同的物理问题出发进行了研究。并且与 Freja 和 FAST 等卫星观测数据对比，对一些有关的现象进行了分析研究。所以，极光电子加速和分立极光弧的形成至今仍是一个被关注的问题。

极光电子加速的加速区的位置一般认为在 $1-2R_E$ 高度处，但是并没有定论。与极光电子加速有关并且认为是加速区的基本组成部分的密度腔问题是另一个被关洋的课题。卫星观测发现在加速区中等离子体的密度比周围的密度低，形成一个密度腔。密度腔是如何形成的，是瞬变的还是稳定的，尺度有多大，是一个尚在研究的问题。必须建立一个与加速机制相符，同时也与加速区的位置相符的密度腔模型。

我们提出了一个 shear Alfven wave(SAW)非线性 steepening 加速模型，考虑 $\beta\ll 0$ 和 $\omega<\omega_{ci}$，磁场选用偶极场，用二流 MHD 方程组通过数值模拟分析研究了 SAW 在极区磁层中从 $H=2R_E$ 向电离层传播的过程。研究了在加速区中 SAW 的非线性 steepening 过程，steepening 过程是一个典型的非线性过程。当 SAW 在极区等离子体中传播时，波场与流场的相互作用引起了非线性的产生。影响非线性的因素有背景磁场、密度、温度、波长和波矢与背景磁场之间的夹角等。非线性效应将导至波形的 steepening，在实际的等离子体中，由于波传播中引起的有质动力导致等离子体密度的变化，所以 steeping 过程伴随着等离子体密度的变化。如果介质中没有色散，波形将继续 steeping，然后产生高次谐波直至破碎。由于极区等离子体中有弱色散存在，色散将阻止波形破碎。非线性与色散相互竞争，使波形在破碎前分解为波包(或孤立波)，继续向前传播。

通过对 V_Y，B_Y，E_x，n_e 的变化与 V_{ez}，E_z 的变化比较发现 SAW 的非线性 steepening 过程的确能将极光电子加速。在 SAW 的非线性 steepening 的过程中伴随着一个与磁场平行的场向电场的增长，场向电场达到 $E_Z=2E_0\approx 500$mV。电子被加速达到约为 $V_{ez}\approx 20V_{A0}\approx 0.7c(\approx 0.4$keV)的量级。

在 SAW 传出加速区后，局地磁场强度增大，等离子体的密度也增大，steepening 过程减弱直至消失。SAW 可以既不增长也不衰减，保持一定波形向电离层传播。极光电子在加速区外不再被加速，以一定的速度向电离层传播，沉降形成分立极光弧。

极光电子沉降又是如何形成分立极光弧的则是另一个问题。

2000 年 7 月中旬磁暴期间内等离子体层密度的扰动

赵 华[1] 高玉芬[2] 韩德胜[2] 刘振兴[1]
G. Le[3] C. T. Russell[3] T. T. Zhang[4] K. Schwingenschuh[4]
(1 中国科学院空间科学与应用研究中心,北京,100080;2 中国国家地震局地球物理研究所,北京,100080;
3 Institute of Geophysics and Planetary Physics,University of Califormia,Los Aangeles,CA90095;
4 Space Research Intitute,Austrian Academy of Sciences,Graz,Austria)

2000 年 7 月 14 日太阳发生了自 1989 年 3 月以来最强的一次耀斑爆发活动。这次耀斑爆发的光强极大值时间是 2000 年 7 月 14 日 10:24UT,同时伴随着一个朝向地球的 CME 事件。耀斑爆发及 CME 事件引起了地球磁层、电离层及高层大气的较大扰动。安装在北京白家疃地磁台(地磁坐标:29.06N,186.22E,L=1.37)的数字化磁通门磁力仪完整地记录了这次磁暴的全过程。磁暴急始出现于 7 月 15 日 14:32UT,并且这个急始的幅度非常大,约为 240nT。急始前沿的增长速度也非常快,在 85 秒的时间里即升高了 210nT。急始后有一个约为 4.5 小时的磁暴初相。Pc3—4ULF 脉动在磁层中以快波的形式横越磁力线向地球方向传播。当快波的频率与所遇磁力线的驻波(固有)频率相等时,则快波与磁力线的横向振荡耦合。在一个地磁台观测得到的 Pc3—4 脉动,B_x 与 B_y 的比值(或 H/D)在磁力线共振频率处最强。利用 B_x/B_y 的动力学谱(standard dynamic spectrum)则可以监测磁力线共振频率随时间的变化。地磁场磁力线的共振频率 f_c 为:$f_c=nB/(2l\sqrt{\mu_0\rho})$。磁暴期间主要变化在 ρ,它与磁力线的共振频率的平方成反比。因此通过观测 Pc3—4 脉动,计算其 B_x/B_y 的动力学谱,可以得出共振磁力线上等离子体密度随时间的变化。

2000 年 7 月 15 日 00:00:00UT~7 月 17 日 00:00:00UT 的 48 小时里,Pc3—4 脉动频率在 0.022~0.1Hz 范围内,其脉动幅度大于 0.5nT。只在 7 月 16 日 17:09:43UT~21:47:15UT 期间,脉动幅度小于 0.05nT。我们认为在这段时间里没有记录到 Pc3—4 脉动。这期间北京当地时约为凌晨 01:09 到 05:47,SMALL 在这时记录不到 Pc3—4 脉动是合理的。在磁暴期间,即 7 月 15 日 18:33:59UT~7 月 16 日 02:00:23UT 之间,磁力线共振频率上边界明显提高到 0.1Hz。这主要是由于这次磁暴时,通过北京白家疃地磁台的磁力线共振频率显著增加。也就是反映出磁暴时共振磁力线区域的等离子体密度明显下降。我们估算出磁暴时 2400 公里附近磁力线共振区的等离子体密度约为磁暴前的十六分之一。随着磁暴恢复相的发展,等离子体密度也随之增加,并逐渐恢复到磁暴前的密度水平。

根据目前的理论及模型,要使 L=1.37 处的等离子体层产生侵蚀(erode),需要太阳风施加在磁层上的电场非常强,从磁层顶到 L=1.37 的内等离子体层的电势降要高达约 1500KV。在这次磁暴时,能否产生如此强的电势降,目前还没有见到观测报道。根据以往磁暴期间电势降的估算,其值约为 200KV。利用现有的磁层物理模型解释我们的观测结果,为何等离子体下降(Plasmade pletion)会出现在 L=1.37 的内等离子体层,还需要大量的理论及观测研究。

等离子体片振荡与磁尾可压 Pc5 脉动研究

路 立 刘振兴 曹晋滨

（中国科学院空间科学与应用研究中心，北京，100080）

在磁尾近赤道等离子体片区经常可以观测到可压 Pc 5 脉动波。一般认为这种可压 Pc 5 脉动波是由磁镜不稳定性产生的，Vaivds et al. 提出观测卫星相对磁镜结构的晃动可能是可压 Pc 5 脉动的成因。本文运用磁尾多元等离子体片模型对含 O^+ 离子情况下的等离子体片甚低频扰动进行了 2.5 维数值模拟研究。对等离子体片模拟区内的磁能、内能和动能等积分对应不同的 O^+ 离子丰度的时间演化进行了模拟计算，模拟研究发现在中磁尾等离子体片区存在着低频本征振荡。对 O^+ 离子丰度为 0.3 时，一个振动周期内物理量场的 2 维分布特性的时间演化过程研究表明，该等离子体片振荡可描述为磁能与内能通过动能传递的相互转化过程：当等离子体片边界层区磁能极大时，磁压力迫使等离子体流向等离子体中心片区，同时中性片区的内能增长也迫使等离子体从中性片区向等离子体中心片区流动，直到等离子体片的内能积分达到极大；随着等离子体中心片区内能增加，热压力又迫使上述等离子体流动反转；在等离子体片边界层区，由于磁场的冻结效应，磁场受到反转等离子体流动的挤压，使得磁能增长直到再次恢复磁能极大，循环往复。在磁能增长期间，中性片区内能减小，从等离子体中心片区回流的等离子体在中性片区形成磁岛结构。

等离子体片振荡的物理特性与该区域观测到的可压 Pc 5 脉动观测特征在以下 5 个方面相似：

(1)等离子体片的磁能和内能积分量的时间演化存在着周期为 400s 左右的振动特征，动能积分的时间演化周期为上述周期的二分之一；

(2)磁赤道，即等离子体片中心线，是磁场扰动变化的节点；

(3)磁能积分扰动变化（主要表现在等离子体片边界层的低 β 区）与内能积分扰动变化（主要表现在中性片附近的高 β 区）反相位；

(4)扰动波存在量级为 10km/s 的地球方向传播相速度；

(5)O^+ 离子含量变化影响等离子体片振荡的幅度、周期和持续时间。

有理由认为，在等离子体片区观测到的可压 Pc 5 脉动是由等离子体片振荡引起的不稳定性，或者，是由外磁层传播的 Pc 5 扰动波与等离子体片本征振荡共振的产物。

磁尾等离子体片是地磁活动的主要能量来源。地磁脉动是标志地磁活动重要物理参量。研究地磁脉动的产生机理对于了解地磁活动的全球过程、建立合理的地磁活动预报模型具有重要的科学意义。不同类型的地磁脉动对应着不同的能量源，在地球空间寻找低频扰动能量源是地磁脉动研究的主要课题之一。本文提出的等离子体片本征振荡可能是地磁脉动与磁层亚暴联系最紧密的能量源之一。

本研究由国家自然科学基金（49834040 和 49784003）资助。

2000年7月扰动事件期间中高纬电离层扰动形态分析

尚社平 郭兼善 张满莲 史建魁 罗熙贵
(中国科学院空间科学应用研究中心,北京,100080)

2000年7月太阳活动剧烈,从行星际—地磁观测结果来看,7月15~16日之间一股极高速流(≈900km/s)强负磁云在共转高速流(≈700km/s)运动,引发了极为强烈的地磁暴。Dst最大达-300nT,并持续大约两个Kp时段,与此对应的磁云磁场南向分量的最大可达-20.7nT,Kp指数在此期间达到$8^{o}9^{-}9^{o}9^{-}$,属于强烈磁暴。在本文中,我们就来研究在此事件期间全球不同区域电离层暴扰动形态。

分析数据来源于NGDC提供的全球ionosonde台站的观测资料。分析的电离层参数为foF2和hmF2,其中hmF2的计算使用了Dudeney[1983]的经验公式。扰动变化以相对值来表示,并采用了3小时线性滑动平均。由于台站位置局限及磁暴期间观测数据的缺失,我们选取16个台站基本局限于中高纬区,且分别分布于北/南美洲、欧/非洲和亚/澳洲等三个区域。本研究中我们根据以上区域划分来研究每个区域的电离层扰动,以下就是我们的一些主要的分析结果。

亚/澳洲区:四个台站在磁暴初相和主相期间处于当地时间昏—晨夜间时段,其扰动特征为:①foF2在整个磁暴期间的扰动,反应了电离层暴随纬度和季节变化的一般特征(负相在夏季和磁纬较高处易于出现,正相扰动在冬季和磁纬较低处易于出现);②此外,在磁暴初相期间(夜间),纬度较低的南北两个台站都出现了不同程度的正相特征(其中南半球更为明显);恢复相后期出现了foF2的正相特征及hmF2的降低;③在主相开始和恢复相期间,各台站的hmF2扰动明显增强。

北/南美洲区:四个台站在磁暴初相和主相期间处于当地时间晨一昏白天时段。该区域各台站最明显的表现为,尽管彼此地理位置上相距不远,但其扰动却各不相同。具体表现在:①foF2扰动呈现明显的地方时效应,出明显除PA836台站外,其它台站均出现明显的"昏效应"特征;②各台站hmF2的扰动规律明显不同,表明其存在不同的扰动机制,其中EG931和PSJ5J在主相恢复时hmF2出现突降;③PA836台站在磁暴急始前就已经出现hmF2的上升及foF2的增加;④南半球PSJ5J台站,foF2在整个磁暴期间表现为强正相扰动。

欧/非洲区:七个台站在磁暴初相和主相期间处于当地时间下午~午夜时段。(1)各台站(尤其是北半球)foF2的扰动与Dst指数存在明显相关;(2)初相阶段foF2的扰动,在较高磁纬表现为单峰,而在较低磁纬倾向于双峰;(3)各台站hmF2扰动总体呈现增加,但SQ143与JR055的hmF2在恢复相开始明显快速减小,而南半球GR13L的hmF2在主相期间明显降低。

亚/澳洲区和欧/非洲区的电离层暴扰动特征基本上可以通过"热层暴环流"所产生的扰动风场和扰动中性成分随纬度、地方时和季节效应来获得较为满意的解释。北/南美洲区各台站的扰动则很难通过上面的理论获得合理解释,进一步的解释需要结合磁层、热层中的有关扰动过程。而不同区域有些台站的hmF2在磁暴主相开始和恢复期间所出现异常下降或快速变化,其解释可能需要结合到磁层电场渗透及扰动发电机等过程的影响。

1990 年 6 月 12～17 日磁扰期间 F2 层峰高以下电离层在不同高度上的响应

张满莲　郭兼善　史建魁　尚社平　罗熙贵
（中国科学院空间科学与应用研究中心，北京，100080）

电离层对起源于行星际介质和磁层的各种扰动的响应一直是多年来人们致力研究的重大课题。几十年来，自从人们发现了磁暴期间电离层会作出相应的响应（电离层暴）后，就在这方面进行了大量的研究工作。不过，在进行这方面的研究时，以往人们最常利用的资料是电离层 F2 层临界频率 foF2 这一参数，却很少对各固定高度上的电子浓度进行系统的分析。本文利用欧美六个电离层台站用垂直测高仪测得的电离图进行剖面反演后所得的电子浓度剖面资料，对 1990 年 6 月 12～17 日磁扰期间电离层在 F2 层峰区以及不同的固定高度上的响应情况进行研究。

根据 Dst 指数，1990 年 6 月 12～17 日的地磁暴特征大致如下：世界时 6 月 12 日 9 时有一个急始，之后进入初相，大约在 19 时开始快速下降的主相阶段并在 13 日 3 时左右 Dst 达到最负值—150nT 左右。接着进入恢复期，到 14 日 3 时左右 Dst 基本恢复到初相水平。但紧接着 Dst 又开始下降，并在 14 日 21 时左右再次达到一个最负值（—95nT 左右），然后就开始了一个持续时间较长的恢复阶段，直到 17 日子夜 18 日凌晨恢复到 0nT 左右。我们对这一磁扰期间的电离层响应情况进行研究。

本研究所用的电离层剖面数据资料主要来源于北美和欧洲六个电离层台站：Argentia（47. 3°N，306. 0°E）；Bermuda（32. 4°N，295. 3°E）；Dourbes（50. 1°N。4. 6°E）；Goosebay（53. 3°N，299. 2°E）；MillstoneHill（42. 6°N，288. 5°E）；WalloPs Island（37. 8°N，284. 5°E）。各台站数据的时间分辨率从 5 分钟到 30 分钟不等。我们对这 6 个台站在上述期间的电子浓度剖面，从 120km 起直至 F2 层峰值高度 hmF2 以下，每隔 10 公里地提取等高度上的电子浓度，然后考察各固定高度上的电子浓度随时间的变化情况；此外，我们也对 F2 层临率 foF2 及峰值高度 hmF2 进行考察。研究结果表明这次磁扰期间上述各台站的电离层有以下表现特征：

（1）本次磁暴期间，北美台站的 F2 层临频 foF2 的反应是先出现正相扰动，然后是负相扰动，负相扰动的最负值出现在磁暴恢复相初期。而欧洲台站出现负相扰动前没有正相出现，但在磁暴恢复相的 15 日出现很明显的正相扰动。

（2）F2 层峰值高度 hmF2 在 13 日上午出现了明显的正相扰动，即 F2 层在本次磁暴的主要活动相期间出现了明显的抬升现象。

（3）170～180km 以下各固定高度上的电子浓度随磁扰虽有变化，但变化很小，电离层对磁暴的响应主要反映在 170～180km 以上的高度上。也就是说，对磁暴响应明显的区域主要集中在 F2 层高度所在区域。

（4）各固定高度上的电子浓度随时间的变化存在明显的周期为几十分钟到几小时的波状扰动。

本研究中用到的电离层资料由以下单位提供：北美台站数据由美国麻洲大学大气研究中心（University of Massachusetts，Center for Atmospheric Research）提供，欧洲台站数据由比利时皇家气象研究所（Royal Meteorlogical Institute of Belgium）提供。

8. 地震预测与地震学研究

典型断层组合标本变形过程中的声发射活动性

蒋海昆[1]　马胜利[2]　张　流[2]

(1 山东省地震局，济南，250014；2 中国地震局构造物理开放实验室，北京，100029)

为系统研究断层组合形式对岩石变形过程中群体微破裂时空演化特征的影响开展了以下几方面的工作：①声发射（简称 AE，下同）定位算法研究；②中等尺度标本的双轴压缩破裂实验，分别预置共线不连通断层和含圆柱型障碍体的平直断层，这在概念上可模拟与地震孕育有关的“强闭锁区”和断层面上的障碍体或坚固体；③依据定位结果，着重讨论了断层组合变形过程中群体微破裂的时空演化特征及微破裂尺度。

1. AE 定位方法的理论研究及数值试验

依据慢度离差模型的基本原理，给出一种仅依赖于初至到时的 AE 定位及瞬时波速联合反演方法。其最大特点在于勿需预先知道标本速度信息并且不需对速度结构进行均匀性假定，这尤其适合于速度结构复杂并随时间（加载过程）变化的 AE 定位问题。通过数值试验对参数设置、探头数量及其与 AE 空间位置的关系、震相到时的噪声干扰等对定位结果的影响等进行探讨，并对真实定位的误差分布给出统计上的圈定。数值试验结果表明，就本文标本尺度而言，到时噪声小于测量时间单位的 50%时，平均定位误差小于 1.3，最大误差为 5.0；97%以上的“AE”事件的定位误差小于物理不可分辨精度。

2. 典型断层组合变形过程中声发射时空演化及破裂扩展

根据 16 通道 AE 波形记录结果，对 16000 余次 AE 事件进行定位并确定其发生时间及相对大小。据此对典型断层组合变形过程中群体 AE 事件的时空动态演化过程进行研究。与标本破裂后表面宏观裂纹相比较，描述了标本的动态破裂扩展图像。①破前 AE 活动随差应力的增加均明显增强。含障碍体的平直断层标本破裂前 AE 累积频次指数增长，而共线不连通断层标本则显示线性增长趋势，可见 AE 累积频次指数或线性增长均是系统失稳前典型的微破裂前兆特征，其差异可能缘于构造组合形式的不同。含障碍体的平直断层标本在弱化阶段后期还显示破裂失稳前短时期内的相对平静现象。②从 AE 空间分布格局的时间变化来看，共线不连通断层破裂失稳前最显著的特征是随变形过程的发展，围绕不连通区域显示一系列在时间上依次递进、空间上逐渐收缩、演化过程清晰的“空区”图像。结果还显示，不连通部位难于沿已有共线断层被直接错开，而是与断层被动盘紧密相连、而与断层主动盘形成如“楔榫”与“楔卯”那样的关系。合障碍体的平直断层标本则由于断层两盘与障碍体之间、以及断层两盘彼此之间复杂的相互作用，使得交替活动成为其变形过程中最为显著的特点。以障碍体为中心，在断层两盘围绕障碍体的对角区域形成挤压上升区和拉张区，在挤压区与拉张区之间、以及预置断层与障碍体的两个交汇部位之间，AE 事件显示区域上典型的交替活动特征，其中较大的 AE 主要发生于拉张区，而挤压区则较小的 AE 事件高度密集。这意示着，地震交替活动、定向迁移或呼应性活动的区域之间可能会具有构造上某种关联特性。结果还表明，含障碍体的平直断层两盘能够动力学失稳的前提条件是障碍体必须首先发生破坏。这种破坏可以是渐进的、亦有可能是突发的，与障碍体强度、围岩约束的强弱、以及障碍体与围岩之间的刚度比有关。③对比研究显示，共线或平直断层标本 AE 时间序列 G—R 关系的 b 值远大于雁列式断层标本的 b 值，这表明前者变形过程中小事件占有更大的比例。同时也意味着，构造差异所导致的 b 值差异可能远大于 b 值随差应力的增加而产生的变化量。

3. AE 破裂尺度

对挤压型雁列式断层标本 4 次最大的 AE 事件（$M_{AE} \geqslant 3.0$）震源参数的计算结果表明，较大的 AE 破裂尺度介于 1.24～1.66mm 之间，其它事件的破裂尺度应小于这一数值。

苍山 5.2 级地震沂沭断裂带垂直形变时空动态演化特征

李　杰　赵金花

（山东省地震局，济南，250014）

1. 基本思路

1995 年苍山 5.2 级地震是山东内陆自 1983 年菏泽 5.9 级地震之后近 12 年来发生的最大的一次地震，深入分析研究苍山地震前跨断层形变异常及地壳垂直形变空间演化特征对于进一步认识中强地震的孕育过程有着重要意义。笔者应用“九五”攻关研究成果——跨断层形变年速率比 γ_h 法对沂沭断裂带上布设的 19 条跨断层短水准 1987 年以来的资料进行了处理分析。结果显示苍山 5.2 级地震前最早出现异常的地区均在 100km 以外的外围区，苍山地震的发生，是较大范围内区域地壳应力积累，释放的结果。

2. 异常变化特征

(1)近源区为短期异常，外围区为中期异常

由异常持续时间来看，距震中 100km 范围内测点异常为 1～3 个月，属短期异常；近源区垂直形变速率合成值也出现 4 个月的短期异常；震中距为 100～200km 的异常为 11～14 个月，属中期异常，沂沭带年速率比异常为 2 年左右，亦为中期异常，说明苍山地震前异常类型与震中距有一定的关系。

(2)中、短期异常幅度相当

无论是近源区的短期异常，还是外围区的中期异常，其异常幅度都大体上相当，几种分析方法得出的异常幅度在 0.60～0.70mm 范围内，经无量纲处理后得出的异常量为 0.66～0.67，说明苍山地震前中、短期异常幅度相当，量级较小，与震中距无关。

(3)中、短期异常基本同步

中期异常始于震前 11～14 个月，到短期阶段，异常出现转折或反向等短期异常形态特征；短期异常始于震前 1～3 个月，对异常进行频次合成后可见群体异常于 1994 年下半年逐渐增多，当频次达最大时段时发生苍山地震。

(4)近源区垂直形变整体活动水平较高

运用速率合成法对沂沭带及其附近的跨断层短水准资料进行了垂直形变速率合成，结果显示：苍山地震前沂沭带北段垂直形变速率合成值无显著变化，而沂沭断裂带南段出现了显著高值变化时段，达历史最高值，苍山地震后垂直速率合成值下降至原水平附近。

3. 地壳垂直形变时空微动态演化特征

(1)空间演变特征

a. 一般情况下，正常阶段的 $r_h \leqslant \pm 1$，它们在空间分布上呈相对均匀正负值相间变化。

b. 中期阶段，年速率比异常有逐渐增大范围及量值的趋势，苍山地震前中期 r_h 高值负异常主要沿沂沭带分布，且比值逐渐增大，范围逐渐向震中扩散，到短期阶段，沂沭带中北段负值减缓，而近源区年速率比由高负值转变成正值，出现反向变化，震后 r_h 基本恢复正常形态。

(2)时间演化特征

a. 苍山地震前年速率比 r_h 具有中期异常，大体上在震前两年左右出现。震前两年年动态图象打破以往正常变化状态，出现较大范围正负值高值异常区，高值区异常范围基本与异常测点位置一致。

b. 苍山地震前年速率比 r_h 短期异常约在震前 3 个月出现，主要表现为年速率比图象发生显著变化，r_h 值符号改变，正比值变大。

随时间变化的活断层运动、无震蠕滑及静地震、慢地震

周硕愚 吴 云 施顺英 周 昕
(中国地震局地震研究所,武汉,430071)

在大地测量学短周期频段和地震学长周期频段的交汇部,存在着一系列迄今我们认识不足,但又十分重要的"暂态形变"自然现象。以自动记录为特征的断层形变连续观测、定点形变连续观测以及GPS连续观测已揭示出其中一些现象;我们作了初步的分类命名和数值模拟研究。

现时正在活动中的断层存在着随动力学条件和时间而变化的多种运动方式:(A)本底定常滑动:继承性的准线性无震滑动,其数值仅约为地质学断层速率的10~13%;(B)震前加速滑动:强震孕育过程中在断裂带以及断层网络中会出现加速滑动、水平与垂直速率比和运动方式的变化;(C)震前预滑动:仅出现在近源区,比定常滑动大数十倍,与地震成核过程相呼应;(D)同震位错,与位错模型基本符合;(E)震后蠕滑:呈现非线性的对数型蠕变,开始速度较大,随时间逐步衰减,最后基本回归到本底定常滑动。由(A)至(E)构成了活断层运动的准周期循回。

观测到多种数分钟至数天的短周期无震蠕滑现象:①蠕变阶:是一种导致断层两盘产生永久性位移的暂态无震蠕滑事件。开始时速度较快,随时间而逐步减慢,最后跃升至一个新台阶回归于本底定常蠕变。持续时间由数小时至数十小时,阶变幅度由数微米至数百微米。其形态与大震和强震的震后蠕滑(如1973年炉霍7.9级、1981年道孚6.9级、1976年唐山7.8级和1994年日本MIMA7.5级地震等)惊人地相似,均符合Lomnitz提出的描述地球物质流变行为的对数蠕变函数。蠕变阶反映的可能是静地震或慢地震。②蠕变坡:不形成永久性位移,上坡时速度快,下坡时速度慢,上坡与下坡时间之比的平均值为0.37。当蠕变坡接连发生时,就形成了蠕变波动。③地脉动:在长期变曲线上叠加高频波动,呈锯齿状。④同震阶跃:在地震发生的同时,断层两盘发生相对错动并伴有地震波引起的振荡。值得注意的是不仅在发震断层上记录到阶跃,在断层网络的其它相关断层上也记录到阶跃。反映了断层间的"对话"(动力学响应)。⑤地震波响应:连续记录曲线发生突然波动,但无阶跃。并非每个测量场地对所有地震均有响应。⑥周日变。

初步提出了断层蠕变的流变模型。把断层视为厚度近于零的流变体薄板与呈线弹性的断层两盘的耦合;断层面至基底的深度为W、震源深度为h,h<W,在W以下介质受原子热活化等因素作用具流变性。允许断层两盘在W以下基底上作整体的缓慢的定常蠕变滑动。而在W以上的断层内部又存在大小不等的多处闭锁区,闭锁区为弹性体。断层面同时受到区域构造应力场和因弹性变形而产生应力的共同作用。基于鲜水河断裂带的实际数据,用此模型对上述的震后蠕滑、定常滑动、前兆性滑动和非地震的蠕变阶等作了良好的数值模拟。结果表明:地表形变与深部物理过程密切相关,地震事件和非地震蠕滑事件本质相同,前者反映的是巨大破裂,同时也可使地表断层产生蠕滑;后者反映的是不足以激起地震波或短周期地震波的微小的静破裂(静地震)或缓慢破裂(慢地震)。每一种破裂都可以为地表断层的滑动作贡献:断层滑动可能是各种不同深度、不同尺度、不同性质破裂及基底定常滑动共同作用的结果。还发现断层蠕滑段无震蠕滑事件的频次显著高于闭锁段;而在地震活跃期和强震孕育过程后期无震蠕滑事件的频次和强度均会增强,具有重要的地震前兆意义。

有必要在地面形变观测基础上,充分利用GPS连续观测、定点形变数字台网和甚宽带数字地震台网所提供的新信息,深化对断层现时运动过程、无震蠕滑、静地震和慢地震的观测与研究。这对现今地球动力学、地震预报和城市活断层防灾均有重要价值。本研究由国家自然科学基金(40074024)资助。

2000 年中国大陆两次最大强震的深部介质环境特征

毛桐恩[1] 姚家榴[2]

（1 中国地震局地球物理研究所，北京，100081；2 地震出版社，北京，100081）

地震，特别是强震的孕育发生是有其规律可循的，它受控于深部地质、地球物理介质环境。本文重点探讨 2000 年发生于云南姚安、青海兴海地区两次 6.5 级、6.6 级地震与深部介质环境的关系。

震区的岩石圈壳－幔组合结构具有"厚壳薄幔"特征。所谓岩石圈壳－幔组合结构（Structure of Lithospheric Crust－Mantle Assemblage，SLCMA），是把岩石圈（包括地壳和上地幔顶盖层）做为一个整体，建立地壳厚度（C）的横向变化与岩石圈横向厚度（L）变化间的可能联系（岩石圈壳－幔组合关系）。SLCMA 用无量纲地球物理参数 R 表示（R=C/L）。研究 R 值的空间相对变化特征与地震活动之间的关系。地震活动是岩石圈的整体行为。现今岩石圈厚度与地壳厚度是中新生代以来岩石圈长期演化的产物，地壳厚度在空间上的横向变化与岩石圈厚度在空间上的横向变化间的内在关联和组合反映了地球内部圈－层耦合和岩石圈动力学特征。

1 月 15 日云南姚安 6.5 级（25.59°N 101.19°E）和 9 月 12 日青海兴海 6.6 级（35.44°99.44°E）地震中在中国大陆 1°×1°R 值等值线分布图的位置具有以下特征：

①两次强震震中区位于由 R 值等值线形态走向显示的 NNW 向藏东－滇西非稳态型块体的端部。②两次强震震中区的 R 值为高值（R=0.46～0.48）区（R>0.382）。③两次强震震中区位于 R 值等值线转折梯度带上。④两次强震中区的岩石圈壳－幔组合结构为"厚壳薄幔"特征。

震区的软流圈及岩石圈"涌动通道"发育。早在 70 年代中期，由美国的 Meyerhoff 父子提出，并于 80 年代末期初成体系的"软流圈涌动构造"（astheno sphericsurge tectonics）假说是板内圈－层耦合的理论基础之一。

地震层析探测和大地电磁测深研究表明，软流圈中的涌动通道、岩石圈中的涌动通道和上地幔及岩石圈地壳中的高导低速软流层为同一介质层实体。即"涌动通道"中的岩浆等流体其介质物理性质为高导低速。

美国 Arthur A. Meyerhoff（1992）根据刘建华等（1989）地震层析结果给出了中国西南部涌动通道地震层析图（深度大约 50km）。主通道（大陆主干通道）是 NNW 走向的云南涌动通道（与上述的 R 值等值线形态走向显示的藏东－滇西块体的位置及走向一致），它发育在横断山褶皱带之下。两次强震的震中区位于这条通道之上或边缘。也就是说两次强震的震源下部 50km 左右存在地震波低速带（层）。资料表明，两次强震主震－余震的图象（李白基，蔡静观等，2000）其长轴走向也为 NW 或 NNW。三者走向的一致性，反映了其深部的内在关联性。

另据大地电磁测深（MT）研究结果，两次强震震中区下部地壳内高电导层发育（地壳浅部、深部的高导层组成了壳内高导层复合体），与地壳中的浅、深部涌动通道构成的涌动通道复合体相协调。

云南姚安 6.5 级地震区的壳内第一高导低速层埋深约 20km，之下 50km 左右还有高导低速带（层），青海兴海 6.6 级地震区的壳内高导低速层埋深约 15km，两次强震的震源（姚安震源 32km，兴海震源 12km）都位于某一高导低速层之上的地壳岩层内。

软流圈的向上涌动隆起及形成的岩石圈壳—幔组合结构"厚壳薄幔"特征、岩石圈与软流圈的上下硬软（热流体）组合、震源层与壳内高导低速软流层的上下硬软组合，共同构成了两次强震孕育的深部介质环境。软层传递应力、硬层积累和释放应力（致震）。

云南地区中小地震震源机制的反演

明跃红　楼　海
（中国地震局地球物理研究所，北京，100081）

震源机制解是研究现代构造应力场的基础资料之一，它在全球应力场、活应力图等方面得到了广泛的应用。中小地震震源机制解的一致性程度也是区分地震序列类型和预测后续强震的重要指标。研究表明，大震前孕震区内小震震源的主压应力轴存在重新取向、震区小震综合断层面解呈现出矛盾符号比下降、不同地震的波形趋于一致的现象。开展以中小地震波形资料为基础的震源机制解研究，有可能用于实时监测区域应力场随时间的变化，从而为地震活动的动态趋势预测提供新的资料。

20世纪90年以前，由于我国区域地震台网采用模拟记录，在震源机制的研究中主要是根据模拟记录资料的P波初动信息。对于较小的地震，由于震级小、能量弱，通常只有少量台站观测到清晰的记录，传统的仅依靠P波初动资料的方法很难得到可靠的震源机制解，不能适应对大震震前应力场动态变化监测的需要。近年来，随着区域数字地震台网的建立、非线性反演理论的发展以及在时间域中对震源时间函数的合理表示（Sileny，1992），使得利用少量宽频带近震资料反演震源机制的方法得到了快速发展（Zhao，1994；Zhu，1996），这为中小地震震源机制的研究提供了新的途径。从理论上可以证明，采用三分量观测记录，通过利用P波、S波和面波波形资料，单台地震记录可以唯一地确定地震的最佳双力偶解，但由于观测记录中存在着噪声干扰、地下介质横向不均匀性对地震波传播产生一定影响等，震源机制的反演应尽量利用不同方位的观测资料，以增加反演结果的可靠性。在观测资料足够时，可同时确定地震矩张量的六个分量。

云南地区地壳厚度变化强烈，速度结构存在较大的横向变化。为了减小速度结构变化对震源机制反演的影响，我们根据云南地区人工地震测深资料、重力资料以及天然地震资料得到不同位置的地壳厚度变化，利用天然地震三维层析成像结果确定地震与不同台站之间的平均速度结构。对同一地震，根据地震和不同台站间的平均速度模型分别计算不同路径的格林函数。格林函数计算采用比较稳定的F—K方法（Herrmann，1985），该方法考虑了层状介质中地震波的完全响应，可以得到包括P波、S波和面波在内的完整的格林函数。采用非线性优化理论中的遗传算法进行震源机制和震源时间函数反演，误差函数采用分段、求相关系数以及幅值加权的混合方法计算。对于小地震，也可以采用网格搜索法确定震源机制，震源时间函数根据经验给定。研究结果表明，虽然地震震源机制在一定范围内受震源深度的影响较小，但波形的拟合误差对震源深度的变化十分敏感，因此我们在波形反演过程中通过不同深度的搜索可以得到比较可靠的震源深度。

云南数字地震台网是“九五”期间我国较早完成数字化改造的区域数字地震台网。1999年正式运行以来，该区域数字地震台网积累了大量的中小地震的地震资料。本文利用这些资料，对在多个台站观测到较清晰纪录的部分地震进行了初步反演，得到了这些地震的震源机制、震源时间函数，并对地震的震源深度进行了反演。随着中小地震震源机制反演结果的积累，我们将对中小地震震源机制的时空变化和强震的关系进行研究。

本研究由地震科学联合基金（100108）资助。

采用三维结构的全球地震定位

陈棋福[1] Raymond J. Willemann[2]

（1 中国地震局分析预报中心、北京，100036；2 国际地震中心，英国）

20 世纪地震学的发展与地球结构的反演和地震精确定位二者密切相关，自 20 世纪初地震仪（计）的逐渐布设，到 30 年代末地震学家提出的线性化地震定位的 Geiger 方法（1912），尤其是 Jeffreys 和 Bullen 于 1940 年得出的全球平均走时曲线（广称为 J—B 表）的发表，直至 60 年代初 WWSSN 的布设和正式投入运转，国际地震中心（InternationalSeismological Centre）产出的达到相当定位精度的全球地震目录，为推动地震学的进一步发展提供了必要的基础资料。近 30 多年来在地震定位研究，在使用除初动外的更多震相资料，发展更精确的地球结构模型，采用新的统计反演方法等方面取得了相当大的进展，但为了保持地震定位目录的一致性和可靠性，避免因微小的改进而引发的基础地震资料问题，国际地震中心（1SC）和美国国家地震信息服务（NEIS）中心至今仍在使用 J—B 表和 Geiger 法进行全球地震定位处理。然而，ISC 和美国 USGS NEIC 谨小慎微的、长期对定位程序改进的忽视，其累积效应是所提供的全球地震目录资料已逐渐沦为不合适宜的低精度结果（Thurber 和 Engdahl，2000）。为此，基于数字地震学的新进展，ISC 已着手更新其全球地震定位程序，本文探讨了 ISC 为采用三维全球结构进行的全球地震定位对比分析研究的进展情况。

本研究对选用的 2 个三维（3—D）全球结构模型和 3 个一维（1—D）模型（J—B、PREM、akl35），以不同震中距的初动震相到时观测数据进行定位对比分析。2 个 3—D 模型包括一个球谐模型（来自 Harvard 大学）和一个不均匀格点模型（来自 MIT），分别代表了二类重要的三维波速结构反演的参量化结果。对比分析检验的事件，包括 Smith 和 Ekstrm（1996）进行类似研究使用的全球展布的 26 个核爆事件和 82 个地震，并从国际核查中心数据中心（pIDC）维护的地面真实（ground—truth）事件库挑选出另外 103 个核爆和 61 个地震事件，以及从 EHB98 目录（Engdahl et a1.，1998）中选取的 1964～1995 年间南美地区地震目录。另外，还对 ISC 常规处理给出的 1998 年 1 月全球地震报告以三维结构进行重新定位对比分析。为对比检验方便，所有的重定位分析仍仅使用 ISC 地震报告（1SC Bulletin）中列出的相关事件的初动震相。

全球对比检验表明：①采用 3—D 模型的定位结果与所有 l—D 模型结果相比，明显的与参考震源位置更接近；但与采用 akl35 模型的结果相比较而言，3—D 模型的改进较小。②仅采用远震震相（震中距 A≥25°）时，2 种 3—D 模型对定位精度的改进似不存在明显的差异。③当非均匀格点的 3—D 模型采用所有远震和区域及近台震相联合定位时，在震源深度固定时情况下，所获得的地震定位精度的偏离与核爆事件的偏离基本相当。④3—D 模型提供了对较为分散的 ISC 地震报告中的震源深度有着良好的约束改进，如南美地区的重定位结果明显聚集在板块俯冲带上。⑤仅以 3—D 模型取代 1—D 模型，ISC 常规定位事件的走时残差和定位误差得到了显著改善。

剪切波分裂的时间变化:观测与实验证据

高 原
(中国地震局分析预报中心,北京,100036)

剪切波穿过各向异性介质传播时会发生剪切波分裂现象,首先到达接收点的为快剪切波,后到达的为慢剪切波,快、慢剪切波的偏振近似相互垂直。由大量平行的定向排列的EDA(Extensive-Dilatancy Anisotropy大范围扩容各向异性)裂隙组成的裂隙各向异性结构,是造成地壳(至少是上地壳)中剪切波分裂的主要原因。穿过EDA裂隙结构的分裂剪切波,对裂隙结构的微小变化非常敏感。而差应力作用下的地壳岩石中晶间微裂隙(intergranular microcracks)和孔隙(即EDA裂隙),处于一种亚临界(即接近于临界)状态,其裂隙串通与孔隙流体渗透的相互作用的过程符合SOC(Self-Organized Criticality自组织临界)特征。对一个地区作剪切波分裂现象随时间变化的追踪观测,可以揭示出这种变化特征。

通过对剪切波分裂时间变化的实际观测研究和岩石实验研究,本文分析了剪切波分裂参量随时间变化的物理基础和动态含义,利用APE(Anisotropic Poro-Elasticity)各向异性孔隙弹性)理论对地震现场观测的剪切波分裂现象进行了分析讨论,并在小尺度岩石实验中观察到剪切波分裂随差应力的增加而发生变化,对利用剪切波分裂监控未来地震的发生的可行性进行了讨论。

本文利用一种适用于剪切波分裂近场分析的CDP(即,相关函数计算一时间延迟校正一偏振分析检验)系列分析方法,该方法具有相对较高的客观性,同时又具有自我检验的特点。通过对实际地震观测资料的分析,对快剪切波偏振特征和慢剪切波时间延迟的变化特征进行了讨论。结果表明,在近场可以观测到剪切波分裂现象,快剪切波偏振方向指示了直立的平行排列裂隙的优势取向,与原地主压应力方向一致。在唐山地区,不同台站观测到的快剪切波偏振优势方向不一致,这可能表示了地壳应力场的复杂性,仅代表台站下很小范围的原地特征。因而对不同台站的快剪切波偏振方向作简单的统计平均,在物理上可能是没有意义的。在唐山地区,还观测到快剪切波偏振方向的快速变化,暗示地壳介质对原地应力场方向的调整可能也会产生快速的弹性响应。在海南东方地区的观测研究表明,快剪切波偏振方向不仅指出了原地主压应力场的方向,实际上也与区域应力场的方向一致,这是在构造相对简单的地区的特征。观测显示,剪切波分裂时间延迟参量的时间变化特征与地震活动的强弱特征相关联,反应了震源区应力场的变化,时间延迟对地壳应力场的变化特征可以用裂隙纵横比的变化进行解释。

通过岩石实验可以观察剪切波分裂随差应力变化的响应特征。通过对大理岩的差应力变化响应的实验观察,表明利用剪切波分裂的观测方法,可以观测到应力作用下岩石的扩容现象,从微裂隙的产生到完成定向排列,是一个相对较为迅捷的过程。剪切波的分裂敏感于介质状态的变化,能够反映出岩石崩溃(整体破坏)的临界状态的到来。通过加载一卸载实验,还证明了微裂隙在没有应力增加、甚至是应力减少的情况下的"惯性生长"现象。

剪切波分裂参数的时间变化已经在国内外得到观测的证实(Crampin et al.,1999;Gao et al.,1998),利用剪切波分裂观测可对较大地震进行监控。通过对剪切波分裂的时间变化作持续的观测,可以进行地震监测,识别地壳岩石是否已经进入了破裂临界状态,对可能到来的地震作出相应的预测。

强震时—空概率增益模型与中长期地震预测方法效能研究

王晓青 吕金霞 丁 香
(中国地震局分析预报中心,北京,100036)

概率增益模型是Aki(1981)提出的基于多前兆的地震综合预测模型,并得到实际的应用。笔者在前人研究的基础上,发展了包括各种时间和空间预测指标的多手段、多目标,以时一空概率增益为基础的综合预测模型。该模型对各种单项预测方法进行分类,分别计算地震的长期平稳发生概率、时间非平稳概率增益、空间非均匀概率增益和时一空非均匀概率增益,进而确定地震发生的综合概率增益与地震发生概率。笔者提出了R系列值的概率定义,并建立了R系列值与观测指标(或预测方法)的概率增益之间的数学关系。因此,R系列值可作为地震单项预测方法预测效能评价的指标。该模型的主要结论可用数学表述为:

(1)概率增益K定义:一定时空域某一预测指标出现时发生一定强度地震的概率增益K为该预测指标出现时强震发生的条件概率与地震长期发生概率之比;

(2)综合概率增益定义:一定时空域多个独立预测指标出现时发生一定强度地震的概率增益为各指标概率增益的乘积;

(3)某一预测指标预测地震的R值概率定义为:一定强震发生条件下,该预测指标出现的条件概率P(AM)与预测指标发生概率P(A)之差,即R=P(A/M)−P(A);

(4)R值与K值关系:R=(K−1)*P(A);

(5)预报模式(单项指标):K(M/A)=K(M/A)P(A)+K(M/$\bar{A}$)P($\bar{A}$)

(6)对多状态异常指标,上述结论可推广为更高层次的完整离散数学模型。

上述多项研究成果,将(广义)地震前兆–地震(孕育)–预报(及其效能评价)密切联系在一起,从而建立具有一定物理基础和严格数学模型的适用综合预报系统。

在上述研究成果基础上,笔者研制完成了"中长期地震动态预测系统"(MapDEP 2000for Windows),该系统是以强震时—空概率增益综合预测模型与单项地震预测模型的预测效能评价方法为理论基础,以强大的数据库(地震、活断层、地形变、其它各种前兆等数据)为支持,集成桌面地图信息系统(MapInfo)的主要功能,运行于Windows 9x或以上环境的地震综合预测系统。系统具有中长期单项预测方法的数值计算、异常提取、效能评价、概率增益统计、外推预测和概率增益综合预测等计算,以及数据输入/输出、图形显示、专题地图制作等强大而实用的功能,为运用数据库和GIS实现多手段、多尺度、动态和交互的信息综合,进行地震预测提供了一套实用的系统和完整的解决方案。该理论模型和软件系统具有时空尺度的适应性,因此,所该综合预测系统不但可用于地震中长期动态预测,还适用于其它各种时空尺度的地震预测、预测方法效能检验,也可用于工程地震工作中。

依据上述理论模型和动态预测系统,笔者对现有主要中长期地震预测单项方法(如基于活断层、地形变、测震学指标等的预测方法)进行了初步分析,给出了各种预测方法的定量评价结果。其总的评价是:①现有主要中长期地震预测单项方法预测效能的总体水平尚不高;②某些方法(如基于活断层分布的方法等)显示了相对好的预测效能;③活断层与强震的K—P图显示两者与中国大陆大型活动地块的关系密切。

本文介绍了强震时—空概率增益综合预测模型的基本原理、中长期地震预测动态系统的主要功能和单项地震预测方法预测效能的评价结果。

本研究部分得到中国地震局科技发展司资助

2001 年 2 月 23 日四川雅江 6.0 级地震的短临预报及其依据

陈荣华　丁　香

(中国地震局分析预报中心，北京，100036)

2001 年 2 月 23 日四川省雅江县发生 Ms6.0 级地震，震中位于北纬 29.4°，东经 101.1°。该次地震前，笔者于 2 月 2 日正式填写了地震短临预测卡片，预测 2001 年 2 月 5 日至 2001 年 2 月 24 日在以北纬 29.5°，东经 101°为中心，75 公里为半径的范围内将发生 Ms6.0—6.4 级地震。地震实况表明，预测三要素(时间、地点、震级)均正确。这次预测的主要依据是该地区近几个月来显著地震增多且显著地震时间间隔在缩短，另外发生这些显著地震时，该地区固体潮引潮力方向基本相近等特点。笔者根据这些特点提出了地震短临预报 CH 方法，CH 即英文 Characteristic 头两个字母，并应用 CH 方法曾先后较成功的预报了 1997 年 4 月 6 日～16 日新疆伽师 6.3～6.6 级强震群、1998 年 3 月 19 日新疆阿图什 6.0 级地震、1999 年 11 月 29 日辽宁岫岩 5.4 级地震和 2000 年 3 月 27 日新疆伽师 5.1 级地震。这次同样根据 CH 方法，准确地预报了 2001 年 2 月 23 日四川雅江 6.0 级地震。

地震短临预报是世界公认的科学难题，至今未取得突破性进展。目前中国地震学界一般认为，在某些有利条件下，对某些地震有可能作出一定程度的乃至较好的预报。过去几十年中国地震预报实践表明，对有前震或前震序列的地震，我们有可能作出较好的短临预报。但即使对这类地震，我们短临预报的成功率也是很低的。因此我们面对的问题是在某一地区发生一群中小地震后，如何来区别这些地震究竟是该地区正常的地震活动起伏还是后续大地震的前震活动。

地震短临预报 CH 方法的主要思路是：大地震的孕育和发生是震源区及其附近地壳应变能的积累和快速释放过程。当地震孕育到后期，震源区及其附近应变能高度积累，处于极不稳定的临界状态，因此，地震短临预报方法必须基于临界状态的特点。众所周知，临界状态的最重要特点是触发因素将起重要作用。固体潮的引潮力是一种重要的触发因素。如果某地区连续发生几次高于当地平均地震活动水平的显著地震，且这些显著地震一再地容易被引潮力的某个方位附近触发，则可能说明这一地区的应变能已积累到临界状态，大地震可能很快就会发生。临界状态的另一个特点，是此阶段震源区及其附近应变能可能会有一个加速释放过程。因此，伴随着显著地震易受引潮力触发这一特点，同时还常常具有相邻显著地震时间间隔缩短和震级上升(或基本不降低)这两个特点。

显著地震一再地容易被引潮力的某个方位附近触发的含义是：设 $\vec{F}_1(Z_1, X_1, Y_1)$ 为第一个显著地震发生时该地的引潮力矢量，$\vec{F}_2(Z_2, X_2, Y_2)$ 为第二个显著地震发生时该地引潮力矢量，…，$\vec{F}_n(Z_n, X_n, Y_n)$ 为第 n 个显著地震发生时该地引潮力矢量，其中 Z 为引潮力垂直分量，X 为引潮力南北方向分量，Y 为引潮力东西向分量，$\vec{F}_1, \vec{F}_2, \cdots \vec{F}_n$ 矢量两两之间的夹角。$a_{ij}(i=1, \cdots n=1, j=i+1, \cdots, n, i \neq j)$ 均小于 90°，且越小越好。

自 1997 年以来，应用地震短临预报 CH 方法或主要应用 CH 方法共预报了 12 次地震，其中地点、时间和强度三要素的正确的占 4 次，地点和时间正确，强度偏低的占 3 次，虚报 5 次，可见 CH 方法有较好的预报效能。

本研究由地震科学联合基金资助(项目号 100089)

2001年雅江6.0级、宁蒗—盐源5.8级地震前电磁场异常变化

余素荣 丁鉴海 关华平
(中国地震局分析预报中心,北京,100036)

2001年2月14日、2月23日在四川雅江(29.4°N,101.1°E)先后发生5.0、6.0级地震;5月24日宁蒗—盐源之间(27.6°N,100.9°E)发生5.8级地震,震前发现较为明显的地磁、地电异常变化,震前有一定程度的预测意见。

利用变化磁场Z日变化异常预报地震的基本思路有两类。第一类是从各种磁效应出发提取地震引起的局部磁异常;第二类是寻找日变化中少见的异常现象与地震的对应关系。后者与第一类有区别,又有密切联系,属于地磁地震相关性的研究。日变中某些少见的异常现象可能反映与孕震有关的内、外环境因素的变化,而孕震环境的变化又可能对地震的发生起到调制、触发作用。如果某一天或几天一个区域的日变低点时间明显与另一个区域不同,中间有一条明显的突变分界线,而各自区域内低点时间又基本一致,则认为达一天出现了“低点位移”现象。地磁低点位移预报地震的机理即属于“感应—触发”。

太阳活动、磁暴(含磁暴引起的低空大气天气过程的变化)、电离层、行星际磁场、地磁场等日地空间地球物理现象以及地球自传速度变化都有共同的周期成份,其中27天周期最为明显,其次是13.5天。它必然影响到与内外环境因素有关的各种短临前兆。在预报实践中总结出来的地磁低点位移预测方法,异常后27±4天或41(27+13.5天)±4天在突变分界线附近可能发生6级地震。而震中地区异常幅度和相位变化量最大。

2001年四川雅江6.0级地震前1月8日、22日、29日在川滇交界地区出现了地磁低点位移异常,其突变分界线位于川西南及川滇交界以北地区,正经过雅江地区。地磁日变曲线幅度和相位变化最大的为西昌和巴塘两个地磁台。按统计规则震前确定的川滇交界地区有利发震时间为2月22日±4天,与实况相符。与此同时川滇交界以北地区也出现了小震条带及形变、流体等短临前兆时空一致的同步变化。

2001年宁蒗—盐源5.8级地震前4月30日出现地磁低点位移现象,其突变分界线经过南北地震带,其中地磁日变曲线包括幅度和相位变化较大的台站为距震中最近的西昌、丽江、巴塘地磁台,震前确定的可能发生6级左右地震的参考时间为5月27日±4天或6月10日±4天,第一个时间点即发生5.8级地震。

冕宁地电阻率台为距雅江6.0级地震和宁蒗—盐源5.8级地震震中最近的地电台站(震中距150公里),2000年11月SN、EW、NW三道同时下降,2001年1月下降基本停止,曲线转平,至2月初三道又加速下降,SN、EW道下降转缓曲线相对转平时发生2月14日雅江5.0级地震;震后SN、EW、NW三道仍同时下降,在下降过程中发生雅江6.0级地震。

雅江6.0级地震后地电阻率曲线略有转平但仍保持下降趋势,至5月上旬曲线开始加速下降,曲线有所转平发生5月24日宁蒗—盐源5.8级地震,震后曲线有所恢复。

“长、中、短、临”渐近式预测是中国地震预报科学思路的集中体现。在地震预测的短临阶段必须加强短临前兆的跟踪监视,研究震源、区域应力场以及孕震的地体环境、外环境之间的相互作用;研究短临前兆的时、空、强分布特征,采用渐近式与跨越式相结合的预测方法,才能实现有减灾实效的短临预报。

大地震序列的单键群分析

周蕙兰　马延路
(中国科学院研究生院，北京，100039)

在以往使用最小生成树算法对我国43260个地震(1970.1～1998.3，Ms≥3.0)所做单键群分析研究结果的基础上，对所形成的21个大地震序列(序列中的最大震级Ms≥7.0)，按前人的分类方法对其类型进行划分。以单键群分析为依据，定义并计算了描述序列特征的新参数。同时，计算了各序列的常用参数，并探讨了它们与新参数之间的可能关系。

1. 地震序列类型划分

我们采用了Ogata(1995)和焦远碧(1998)的两种分类标准，分别对使用单键群方法得到的大地震序列进行分类。Ogata提出的分类标准为：若在序列中主震为第一个事件，称该序列为主震—余震型序列；若有前震，且主震震级比最大前震大于0.45级，称为前震—主震—余震型序列；若有前震，且主震与最大前震的震级差小于0.45级，称为震群型序列。焦远碧记ΔM为序列中的最大地震与次大地震的震级差，ΔT为次大地震与最大地震之间的时间差。如果ΔM≥2.4，称为孤立型序列；如果0.8≤ΔM≤2.3，称为主震—余震型序列；如果ΔM≤0.7而且ΔT≥2分钟的地震次数为2次，称为双震型；而如果序列中有3个以上地震均满足ΔM≤1.0，则称为多震型。

在这21个大震序列中，无论是Ogata还是焦远碧的分类法，主震—余震型序列数目最多，孤立型序列最少。但是，由于焦远碧分类法对ΔM和ΔT的限制较严，而所用地震目录中的地震基本参数都存在误差，其中震级的测定误差又更大，所以有些地震的类型在两种划分中不同。最明显的是唐山地震，Ogata法给出为主震—余震型，而焦远碧分法却成为多震型。

2. 描述地震序列的新参数

在单键群构架基础上，我们定义了一些描述序列时空构架特点的新参数，它们分别是：①序列中的键条总数N_o和键条总长度L_o；②平均键长$l_a=L_o/N_o$；③描述键长分布的信源熵$H(t)=-\sum p_i\log P_i$(这里将最大键长65km分成n等份，记P_i为构架中的键落在第i间隔内的概率)；④键长数比率$R(1)=N(\geq 1)/N_o$。$N(\geq 1)$为构架中长度大于1(一个取定的值，本文试取其为$l_c/2$)的键的个数；⑤件点密度$\rho(1)$为构架中有不只一条长度小于1(一个取定的值，本文试取其为$l_c/2$)的键连接的事件的个数，它描述了序列的时空构架的密集程度；⑥将序列时空构架中键长累计长度分布用Weibull函数拟合，所得到的两个分布参数d与l_a：$w(1)=L(1)/L_0=1-\exp(-(1/l_0)^d$，式中L(1)为键的累计长度(长度小于指定长度l的键的长度之和)，d为分布特征指数，l_a具有长度量纲，取值与平均键长l_a有关：$la=l_a\Gamma(1+1/d)$。我们给出了21个大序列的以上新参数的计算值。

3. 新参数与常用参数的关系

我们也计算了这21个大地震序列的常用参数——序列中大小地震比值b值、余震衰减指数p值、余震的持续时间t，并探讨了一些新参数与常用参数之间的统计关系。(1)总键数N_0和b值与t值分别有较好的相关性：$\log N_o=-0.33+4.37b$ ($r=-0.89, sd=0.31$)；$\log N_o=-0.95+1.26\log t$ ($r=-0.86, sd=0.35$)。序列中的总键数即地震总数。以上两式说明序列中的地震越多，小震相对多(b值大)，一般余震持续时间也越长。(2)p值与平均键长la、信源熵H(t)、分布特征指数d之间的相关系数分别为0.72左右，相关性差。

本研究受国家自然科学基金会资助(课题号49674214)。

地震活动性中的 R/S 标度不变现象

李　娟　陈　颙

（中国地震局，北京，100036）

地震活动性研究是对成组地震活动总体的时间、空间和强度分布特征的研究。地震作为地球岩石圈这个非线性动力学系统的一种失稳现象，发生机制十分复杂，地震活动的强弱随时间有明显的涨落，表现出活跃与平静的交替变化。因其复杂性，所以产生了大量描述地震活动水平、地震活动性的时间变化、地震在空间和时间上的丛集、地震空间集中性等不同方面的参量。

本项工作把改变时间标度的分析方法（R/S 分析方法）应用在地震活动性研究中，探讨了地震活动所表现出的标度不变性。R/S 分析方法是 Hurst 在研究尼罗河水位问题时提出来的。许多看上去十分复杂、毫不相关的自然现象表现出某种共同特性，它们的某一统计特征量——极差 R 和均方差 S 之比 R/S 与研究的时间标度 τ 呈现出幂指数关系，并且指数值大都在 0.72 附近摆动。R/S 方法与传统的用平均值、均方差等统计特征量描述一个地区过去地震发生的总体情况和涨落特征的方法不同，它从变量随时间的变化过程中曾经出现过的两个极端情况入手，由它们的差值 $R(\tau)$ 给出变量在 τ 时间内的最大涨落。

对于一个研究期限为 τ 的时间序列 $\xi(t)$，它的平均值为 $\langle\xi\rangle_\tau$，S 为标准均方差。定义 t 时间内的累积离差（Accumulated depature）$X(t,\tau)$ 为：$X(t,\tau)=\sum_{u=1}^{1}(\xi(u)-\langle\xi\rangle_\tau)$ $t=1,2\cdots\tau$　$X(t,\tau)$ 中最大值与最小值之差定义为 τ 时间内的极差 $R(\tau)$（Range），极差 $R(\tau)$ 的大小定量描述了变量在 τ 时间内出现的累积偏差的最大涨落：$R(\tau)=\max\limits_{1\leqslant t\leqslant\tau} X(t,\tau)-\min\limits_{1\leqslant t\leqslant\tau} X(t,\tau)$　对于不同时间段 τ，新产生的无量纲数 R/S 满足如下经验关系式：$\frac{R(\tau)}{S(\tau)}\sim\tau^H$　上式即为 R/S 经验关系式，表明在研究期限 τ 时间内，时间序列的极差和均方差的比值按时间标度的幂律方式变化，其中 H 为 Hurst 指数（$1\geqslant H\geqslant 0$）。

通过对不同时间范围、不同空间尺度、不同活动背景现代仪器地震目录的活动性分析，发现表征地震活动性的参数—地震频度序列和地震时间间隔序列的极差和均方差之比和时间标度存在幂指数关系，并且 Hurst 指数都大于 0.5，多数在 0.72 附近摆动。表明实际地震的发生并不是一个理想泊松过程，地震过程具有一定的“记忆性”，后继地震的发生受前面发生情况的影响。地震的发生具有规律和随机双重性质，H 指数偏离 0.5 的程度衡量了随机性因素与确定性因素在地震的时间分布中所占比重，偏离 0.5 越大表明规律性成分越多，反之则越少。

地震频度时间序列中的极差 $R(\tau)$ 定量描述了 τ 时间内地震频度可能出现的最大涨落。这种涨落随时间并非固定不变，而是随时间 τ 的幂次律变化。在研究某一地区今后 T 年的地震危险性时，可以利用这种性质，利用有限时间内的地震资料，对地震发生频度的不确定性做出估计。在地震时间间隔序列中，极差 $R(N)$ 实际上意味着等待 N 个地震全部发生所需时间的最大涨落。对地震个数进行标度变换，就可以得到等待后继地震发生所需时间的最大涨落。地震活动中 R/S 标度不变现象的存在使得我们可以对时间标度进行变换，以短时间范围的观测资料为基础，对未来地震发生情况给出一个比较保守的估计，像地震频度的最大涨落以及等待地震发生所需时间的最大涨落等等。这正体现了分形几何学的尺度变换思想。

矢量波分离在天然地震数据处理中的应用

雷　军[1]　李学政[2]　盖增喜[1]

(1 北京大学地球物理系,100087l,2 西北和技术研究所)

矢量波分离技术(SVW)是一种直接针对三分量地震资料的一种全新偏振分析方法。其基本前提和思路是:1、地震的偏震特征决定了地震波是矢量波;2、如果考虑介质的各项异性以及地震波在局部界面上的反射波、转换波的存在,不同地震波震相所代表的地震波偏振矢量往往是空间中的非正交性矢量;3、只有三分量地震记录才能完整地保留地震波的偏振矢量特征;4、非正交合成矢量的分离只能通过仿射坐标变换来实现;5、与常矢量的分解缺乏判据的状况相比,不同震相的地震波动矢量由于来自同一个震源,其同源性特征将构成地震矢量波分离的充分判据。

矢量波分离技术在理论上给出了从地震记录中准确提取各类地震体波震相的运动学和动力学完整参数的有效途径。大量理论模拟实例显示以仿射坐标变换为核心的矢量波分离技术大大地提高了地震波震相分析的可靠性以及地震波到时和偏振测量的准确性。特别是它明显改善了近场以及复杂介质条件下的地震波震相分析及其运动学和动力学参数提取的可靠性。

大家知道在近场高频地震记录中,一切不适当的频率滤波和偏振滤波以及迭加处理常常会破坏和改变地震波震相的初至时间和相位信息,特别是对于那些强度较弱的次级震相,如横波分裂中的快、慢波震相,局部界面上的转换波震相等。事实上,三分量地震记录上任意一个坐标分量中同时具有多个矢量波的成份,是不同震相波动矢量部分投影的标量和。严格来说,一切滤波、叠加处理都应该在通过矢量波分离获得了属于某个独立震相的振动时间过程之后才能进行。不然的话,比如说在矢量波分离前进行频丢或偏振滤波处理,很难清楚的确知到底丢掉了什么信息,保留下来的又是什么信息。矢量波分离技术的突出特点是该方法在本质上只是一种坐标变换(仿射坐标变换)方法,因此在资料分析处理前不需要任何滤波和其它预处理,资料处理后也不会带来信息的任何损失。

将该理论模型应用于实际资料需要首先需要面临的问题是:由于介质复杂程度的不同,带来实际地震记录上震相特征的多样性和偏振关系的复杂性;同时,实际资料中常常含有来源不明的背景噪音。本文着重通过对这些具体问题的讨论来检验矢量波分离技术在实际地震资料处理和应用上的适应性、从而找出其局限性以及进一步需要解决的问题。

本文分别选用三分量近场短周期观测记录、CDSN 台网资料、宽频带台阵记录对上述方法进行检验。实验表明,矢量波分离技术不仅对大量实际地震记录上地震波后续震相有良好的分离效果,而且对地震记录中的各类次级震相的识别和参数提取同样有良好的效果。并且从一条三分量地震记录上可以同时获得了多个不同地震波震相的运动学和动力学参数,这无疑对地震波的反演提供了多参数的约束。大量实际资料的分析结果还显示,在不丢失任何信息的前提保障下,在经过矢量波分离技术处理后重建的三分量地震记录上,不同震相的到时、相位、振幅和波形特征清晰。这从一个侧面显示由于矢量波分析技术的使用,大大提高了对三分量地震观测记录的利用率。

同时,本文还研究了近场高频地震记录中横波分裂快慢波偏振、到时差、振幅比等参数的测量问题。研究结果初步显示在一个地震余震序列中同一个地震台站上横波分裂快一慢波到时差测量值的离散程度明显降低,不同地震台站上横波快、慢波偏振方向的变化更具有空间上的某种相关性。

国家自然科学基金项目(49604053,49874011)

1970～1996 年张北地震高精度定位及其前兆意义

白 玲 张天中

(中国地震局地球物理研究所，北京，100081)

1. 概述

天然地震定位是地震学中的一个基本问题，是探索地震发生的规律、寻找可用于预报地震的前兆特征的基础。地震定位的复杂性的主要来源大体上可分为以下几个方面：①地震波走时和震源位置的非线性关系。②震源与台站之间(三维)速度结构知识的不完整。③到时确定的不准确。

而日常定位方法通常是：①使用一维水平分层速度模型。②采用解线性组的最小二乘法。

为了得到更好的定位结果，针对上述复杂性的问题，采用了一些新的方法：①针对非线性关系，采用网格搜索、Powell、模拟退火、遗传算法、用 L1 准则代替 L2 准则的方法。②针对速度结构，采用震源速度结构联合反演技术(JHV)、进行台站校正以简化处理台站附近浅层结构的影响、采用主地震定位法以减弱速度结构的影响。③针对到时确定的不准确，采用加权法以减弱误差较大的读数的影响、利用波形互相关技术以提高相似地震相对到时的读数精度。

2. 主地震定位法

主地震定位法又称相对定位法，其基本原理是选定一个震源位置较为精确的主地震，计算发生在其周围的一群地震相对于它的位置，进而确定这群地震的震源位置。当地震台站与标准地震之间的距离远远大于震群分布的线性尺度时，用主地震定位法往往可以将这群地震位置的相对分布测定得比较精确。当地震波速度的横向变化显著且对实际地壳结构的了解甚少时，主地震定位法就显得更有优越性。其具体做法是用待定地震 i 在某一地震台站的 s 波与 p 波到时差 Δtl 与主地震 m 在该台站的 s 波与 p 波到时差 Δt2 的差值 Δt 作为基本的观测量，某待定地震若有 n 个台站的记录，就可建立 n 个包括经度、纬度、深度三个未知数在内的观测方程，建立方程时采用在主地震处作泰勒展开的方法，解方程时采用最小二乘法。

3. 结 果

运用上述主地震法对张北震群中 1970 年到 1996 年间发生的张北地震附近(41.0°～42.0°N，113.0°～114.6°E)沿小震条带方向共 24 个 Ms≥2.0 的地震中的 19 个进行了重新定位。以 1994 年 6 月 23 日的 2.8 级地震和 1984 年 3 月 5 日的 2.4 级地震作为主地震。用 HYPO 程序对这两个 Y 地震进行重新定位。由于对主地震重新定位中加进了两个走时差小于 10.0 秒的台，所以定位结果的精度和可靠性都有较大提高。

我们同时使用北京台网和内蒙台网的资料，为了使基本资料尽量可靠，对待定地震的到时资料全部进行了重新查图核对，并用和达法进行了校正，去掉了 5 个波形难以辨认的地震。并补充内蒙古台网的集宁、宝昌、化德、百灵庙、清水河、和林格尔、锡林浩特七个台的记录，以改善定位台站位置的分布。最后，我们用主地震定位法对 1970 年到 1996 年张北震群中的 19 次地震做了重新定位，分别用两个主地震计算出的结果差异甚小，因此结果是比较稳定的。重新定位后震源水平位置更加集中在 NWW 方向的条带上，平均走时残差 0.68。根据刁桂苓等的研究工作 1998 年 1 月张北地震及其调整阶段以 NWW—SEE 向活动为主，说明震前存在的 NWW 向小震条带具有明显的前兆意义。

张北 Ms6.2 地震地表温度的遥感探测

郭子祺[1] 钱书清[2]

(1 中科院遥感应用研究所遥感信息科学开放实验室，北京，100101；2 中国地震局地球物理研究所，北京，100081)

有关地震前地面温度会升高的说法由来已久。著名的地球物理学家傅承仪先生曾将此现象形象的喻为“红肿现象”。我国地震工作者通过对我国大陆强震前后地面增温现象的系统分析，认为在有些强震(1966 年河北邢台 7.2 级、1976 年唐山大地震等)震中区附近临震时段地面大气局部增温明显以及近地表浅层孤立性增温显著，并且进一步认为距地表更深层的热异常现象在震前 3～4 个月更明显。根据我国历史地震记载以及 1966—1976 年间我国发生的大地震，震前多少都存在着热异常现象，认为强震前浅层地温升高是一种普遍现象，有着较好的映震能力。

1998 年 1 月 10 日 11 时 50 分(北京时间)河北张家口以北尚义－张北交界处(北纬 41.16 度，东经 114.3 度)发生 Ms6.2 强震。这次地震的震中 50km 范围内历史上没有发生过 6 级左右地震。张北地震前 40 天左右，在距该震中 100～200km 的河北阳原三马坊、北京塔院和延庆五里营地温测点先后出现典型地温短临异常，异常幅度为 0.001～0.01℃。三马坊地温测点在其周围 100km 范围内曾对应过 5 次地震，有 4 次 4 级左右地震地温异常幅度都在 0.01℃左右，只有大同—阳高 Ms6.0 级地震的异常幅度达 0.12℃。在震级和震中距相近的条件下，三马坊测点在张北地震前的地温异常变化幅度仅为大同—阳高地震前的 1/10，无法用地下水温变化对这次地震进行有效映震。

从张北地震的地面实测温度的数据来看，震中区震前的地面温度异常出现“倒冬暖”，表明从气象的角度确实存在温度异常现象，但出现的异常区不止一个，在沽源也同样出现。张北冻土层的变化数据表明，震前土壤深层也确有热量上传。这里用 NOAA 卫星数据对张北 Ms6.2 地震前后地表温度进行遥感探测。

强祖基等(1990)利用遥感资料(NOAA/AVHRR)对震前热异常信息进行了观测，引起许多学者的关注。邓明德(1993)、崔承禹(1993)、耿乃光等(1995)、徐秀登等(1995)针对反映在遥感像片中的震前地表热红外异常现象做了探讨并对产生的机制做了研究。地表温度是地表热量平衡系统中若干个因素共同作用的结果。NOAA 卫星地表温度探测的是陆地表层水、植被、土壤、岩石等的表面(通常只有几微米穿透深度)温度。气温和地表温度又是有联系的，经加热的陆地通过热传导、热辐射将热量输送给大气，同时，大气也向陆地发射长波辐射。直接计算方程的各个分量，是极其复杂。在热红外波段大气吸收过程中，水汽是影响辐射传输的最重要因子。在许多研究者基于各自简化的辐射传输方程的基础上，通过修正的分裂窗算法，获取地表温度。Becker and Li 的算法由于使用 4、5 通道的平均 ε 和差值 $\Delta\varepsilon$ 比使用单独的 ε_4 和 ε_5 计算地表温度更准确，故作者采用 Becker and Li(1990)的基本算法。

选取 NOAA－14 数据(1 公里分辨率)32 轨(无云或少云)，时间上涵盖主震时前后一个月。图像以震中 500 公里为半径范围。为减少白天众多因素对遥感数据辐射能量的影响，进一步挑选出 19 轨 NOAA—14 凌晨 2:00 的数据。在经过辐射和几何校正的基础上，利用上述分裂窗算法进行地面温度反演，获得每个像元点的温度值。以震中为中心，截取 $100\times100km^2$ 范围，对温度值求其平均值和标准偏差。

根据计算结果统计和地面气象数据，不难得出这样的结论：孕震区当有降水天气发生、大风和强冷空气侵入等天气变化时，由于较强的平流和垂直交换过程，使震中区地表的热量散失，根本表现不出地表增温现象。由此看来，应用卫星热红外通道数据直接探测温度的异常存在许多不确定因素，要获得震前的热异常前兆只能通过间接的探测方法。目前这些间接方法还在研究中

本项目研究得到国家自然科学基金资助(批准号：49801014)

体应变潮汐观测资料信息提取与映震效果

杨林章

(中国地震局分析预报中心,北京,100036)

体应变潮汐观测资料中含有日、月引潮力引起的潮汐应变、气压效应及构造应力场随时间变化引起的线性及非线性应变变化。如何从观测资料中提取各种物理参数和信息,进而研究地壳岩石局部性质的变化,提取与地震有关的前兆信息,研究这些信息与地震发生的关系,是需要解决的最基本的问题。本文用不同的方法提取计算潮汐因子、气压系数、线性漂移及非线性漂移项,并分析了映震效果。经过调和分析,可提取反映地壳岩石弹性随时间变化的潮汐因子 $f_{(m2)}$,此外,也可用时间域分析方法对观测资料进行拟合处理,求得反映潮汐响应的潮汐导纳值 k_f、气压系数 K_p 及线性漂移率 K_{t1} 和非线性漂移率 K_{t2}

1. 频率域分析方法(Venidikov 方法)

应用 Venidikov 调和分析方法对体应变资料进行处理,可明显看出震前几个月潮汐因于($f_{(m2)}$)随时间的变化,由于 $f_{(m2)}$ 反映了地球及观测点周围岩石的弹性性质,尤其是其变化反映观测区周围岩石弹性的变化,为地震中短期预报提供物理意义较为明确的异常指标。对马坊、顺义、昌平三个井下体应变台数据进行处理,可看出:大同地震前(1989 年 10 月 19 日 6.1 级地震)和两个近震前(小汤山 4.3 级、4.5 级),三个台均同步出现潮汐因子异常变化,但相互之间的形态有所差异,变化大小也有所不同。

2. 时间域分析(带气压线性拟合的 NAKAI 检验)

应用严格的 NAKAI 检验方法附加气压线性拟合的数学模型:

$$y_t = k_f V_{(t+\Delta t)} + k_p P_{(t+\Delta t)} + K_0 + K_{t1} t + K_{12} t^2$$

对体应变潮汐资料进行处理,可求得潮汐导纳值 k_f,气压系数 k_p 及线性漂移率 k_{t1} 和非线性漂移率 K_{t2}。其中 k_f、k_p 均反映观测点周围岩石弹性的变化,为地震预报可提供明确的、有物理意义的异常指标。对涞水台和顺义台体应变资料进行处理,发现:大同 6.1 级地震前两台潮汐导纳值出现低值异常,说明该异常是确实可靠的。1990 年以后 4 级左右地震前也出现不同程度的异常,但两台的形态及异常的时间有所差异,有时靠单台难以确定震前异常。

虽然 $f_{(m2)}$ 及 K_f 均反映了地球对引潮力的响应,但由于 $f_{(m2)}$ 的信噪比高,与 K_f 相比,有明显的优越性。K_f 确定的异常更早,可作为中短期预报指标,而 $f_{(m2)}$ 确定的异常可作为短临异常预报指标。

3. 线性漂移 K_{t1} 和非线性漂移 K_{t2}

由 NAKAI 检验求得的 K_{t1} 和 K_{t2},实际上,反映了观测点周围构造应力场随时间的变化,根据岩石试验的结果,岩石破裂前应力场会随时间进行调整,而应变曲线会有加速的现象。因此,K_{t1}、K_{t2} 可用作为地震短临预报的指标。对涞水台和顺义台体应变资料进行处理,可看出:顺义台有明显异常,但涞水台的异常并不明显,说明异常在各台的反映是具有明显差别的,不能期望在震前各台都出现相同的异常。

数理统计与云南最大地震震级预报的研究

徐国钧　王在华
（云南大学地球科学系，昆明，650091）

本文根据地震活动与气象要素之间的密切关系，采用大量气象资料选取预报因子（气象奇点），建立逐步回归方程，将数理统计理论应用于地震预报，进行了地震预报的数值预报新方法的尝试，对提高地震预报水平将有实际意义。

将 1958～1999 年共 42 年云南 17 个地州市气象台站的月雨量及地面月平均气温作为原始资料，并根据云南地震带分布的特征把云南分为 5 个震区，即西部震区（24°～26°N、97°～101°E）、西北震区（26°～29°N、98°～102°E）、西南震区（21°～24°N、98°～102°E）、中部震区（24°～26°N、101°～104°E）、东北震区（26°～29°N、102°～106°E，）来进行研究，且在预报时段上分为上、下半年，即有 5 个震区，分上、下半年共有 10 个预报对象。根据 1959～2000 年的地震资料可以统计出 10 组最大震级数据。

然后采用最小二乘法原理设计程序，用计算机分别算出前 38 年中上述 10 组最大震级 216 个网格点上的雨量和气温的单相关系数，共选出 10 组单相关系数最大的 5 个点作为预报因子，称为气象奇点（某区域内最大震级与某台站气象要素（降水量、气温、气压、风、地温等）之间单相关系数较大的点）。最后采用最小二乘法原理设计逐步回归程序，由微机计算出逐步回归方程中的最佳系数 a0、a1、a2、a3、a4、a5。本文对 10 个逐步回归预报方程用 38 年资料进行了误差分析，由微机计算出各预报方程的复相关系数及表示计算值与实测值之间总离散度的均方差。得出云南各震区最大震级与气象奇点的复相关系数达 53%～73%，其中西北部震区下半年的复相关系数高达 73%，总离散度即均方差小于 0.4 级。东北震区下半年的总离散度最小只有 0.15 级。此外最大震级计算值与实测值之间的误差≤0.6 的概率均达到 78.6%以上，有的达到 100%。对于 5 级以下地震，一般误差都很小，而对于 6 级以上的强震大震，预报误差虽稍大一些，但一般均能预报出震级较大的趋势，表明 1959～2000 年历史拟合效果是良好的。再由显著性检验可知，置信水平小于 0.01，因此 10 个复回归预报方程的可信度均可达到特别显著水平。

将 1997～2000 年气象奇点处的数值代人上述 10 个逐步回归预报方程中去，即可计算得出 1998～2001 这四年中云南各震区的最大震级，前三年即为独立样本的历史检验值，2001 年即为最大震级预报值。计算得出 1998～2000 年的独立样本检验中，计算值与实测值误差 0.1 级的占 60%，误差 0.2～0.6 级的占 33.3%，误差大于 0.6 级的占 6.7%。因此独立样本的历史性检验结果表明是良好的。

计算得出 2001 年云南各震区的最大震级为：中部上半年 4.6 级，下半年 5.2 级；西部上半年 4.5 级，下半年 5.5 级；西北上半年 4.7 级，下半年 5.6 级；西南上半年 4.8 级，下半年 4.5 级；东北上半年 4.5 级，下半年 4.7 级。

本文中的气象奇点仅选自云南 17 个气象台站的月雨量和月平均气温，如能在全国乃至全球范围内由更多的气象要素来选取气象奇点，则必将提高单相关系数，使复相关系数更高，从而使地震预报的精确率更高。且这种统计预报新方法可推广至州县、全国、全球应用。

9. 海洋地球物理——资源与环境

由多卫星测高大地水准面推断西太边缘海构造动力格局

高金耀[1,2]　金翔龙[1]

（1 国家海洋局第二海洋研究所，杭州，310012；2 中国科学院海洋研究所，青岛，266071）

本文采取多卫星测高数据综合处理的研究思路和技术路线，由 Geosat T2/ERM、Topex/Poseidon 和 ERS－1/2 测高数据，计算了 0～45°N、100～150°E 范围内 4′×4′网格间距的大地水准面和重力异常。采用全球地形均衡的重力位效应的改正，在计算传统的布格、格莱尼和均衡重力异常的同时，对应地给出布格、格莱尼和均衡大地水准面。尽管重力异常含有大量的海底构造信息。但是由大地水准面同样能提取海底构造信息，研究深部构造动力更是它的优势。由卫星测高数据计算大地水准面，有关信息损失和误差干扰相对较小；通过频谱分析可将低幅高频成分与高幅低频成分分离开来，使测高大地水准面也能与重力异常一样反映海底浅部构造信息；同时重力异常深部构造反映能力偏弱，作为两个场量在两个不同界面上的差值，存在数值本身的近似性和信息量遗漏的问题，用于反演两种密度结构在同一点的差值，存在着理论方面的缺陷，这些都使得卫星测高通过大地水准面研究海底构造动力成为一条简捷可靠的途径。本文采用对浅层干扰因素不敏感的格莱尼大地水准面反演莫霍面埋深，针对大范围莫霍面埋深控制难的特点，引入符合实际情状的低分辨率莫霍面埋深参考模型进行“移去—恢复”处理，使反演的高频信息更加局部化和线性化，而实现滑动窗口 FFT 的快速迭代反演。引入地幔流位场概念，揭示地幔流能量的高低近似线性正比于大地水准面起伏，并使推算地幔流位场及应力场与扰动位球谐系数计算大地水准面和垂线偏差获得统一而简化。将这种特性引伸到高频成分的平面近似，直接导出小尺度地幔流应力场与均衡大地水准面（扰动位）、均衡重力异常之间的关系。按 Bowin (1983) 等效点质量源深度概念，本文给出的大、中、小尺度地幔流分别限定在下地幔、上地幔和软流圈内。

研究结果表明，在菲律宾海和南海显示了与磁条带、扩张脊对应或斜交的高频成分大地水准面起伏条带。各边缘海盆的莫霍面埋深有往南变浅的趋势，与菲律宾海各海盆的莫霍面埋深大致相当，说明大陆边缘海的构造动力强度不会低于大洋、大陆上发生最强烈构造活动的地段，但是它具有独特的构造动力格局和特征。大尺度地幔流和板块汇聚会分化出中尺度地幔流，并可能以地幔柱的形式出现，日本海北部、南海西南部和西菲律宾海是三个中尺度地幔流的发散区。大尺度地幔流应力场反映出太平洋板块 NW 向扩张稍强于欧亚板块 SE 向蠕散，出现沿琉球弧的北向滑移、日本海北侧的左旋压扭和南海南侧的右旋压扭，南海一端的能量汇聚强于日本海一端与印度洋板块北向推挤有关。中尺度和大尺度地幔流应力场的共同作用，可以解释日本海盆北西向和南海海盆东南向的不对称扩张特性以及琉球、菲律宾各段沟弧系的构造活动差异。下地幔能量转移使得琉球—台湾—吕宋岛弧系的构造活动强度相对偏弱，但其滑移形迹有利于在较窄范围内形成琉球沟弧和冲绳海槽、马尼拉海沟和吕宋海槽等，它们的构造动力能量主要来源于中尺度地幔流。小尺度地幔流在各海盆发散，而在冲绳海槽和马里亚纳海槽则汇聚，说明在弧后盆地的起始阶段，软流圈物质受海沟侧和陆架侧应力发散的推挤构成一条小尺度地幔流汇聚带。弧后张裂开始时可能表现为岩石圈本身张性对压性构造活动的一种调节，及其与软流圈地幔流汇聚上拱的耦合作用。伴随岩石圈张裂减薄，软流圈地幔流会由汇聚向发散转化。

致谢：本研究由国家重点基础研究发展规划项目（课题编号：G2000046703）资助，测高数据来源于法国空间局 AVISO 中心和美国 NOAA，文中插图由 GMT 绘制。

珠江口盆地北部残留凹陷综合地球物理解释

陈 冰[1] 王家林[1] 吴健生[1] 钟慧智[1] 陈锡康[2] 郝沪军[2]

(1 同济大学海洋地质教育部重点实验室，上海，200092；2 中国海洋石油总公司南海东部分公司，广州，510240)

近年来南海北部油气勘探与开发的研究实践表明，在珠江口盆地存在不少可能属于早第三系的残留凹陷，这些残留凹陷与现在的或者潜在的含油气构造有密切的关系。因此查明这些残留凹陷，将对珠江口盆地的勘探新领域或扩大含油气远景具有重要意义。而要完成该项任务，仅依靠地震资料将有一定难度，综合勘探实践表明，充分利用重磁资料，结合地震、地质资料进行综合地质地球物理解释将有利于解决这一地质任务。

我们的地质任务是查明珠江口盆地北部白云凹陷西及东沙隆起两个残留凹陷的分布及其范围，确定凹陷的深度、形态及厚度，并推断残留凹陷的可能的地层时代。

珠江口盆地北部白云西和东沙隆起上残留凹陷的基底，岩性复杂，横向变化大，特别是东沙隆起上火成岩更为发育，在大多数地层剖面上基底反射是不清楚的，局部在残留凹陷的斜坡带有基底反射，进入凹陷深处往往得不到反射。因此，仅用单一地震方法来求取基底深度就带来一定的困难。本次研究我们以地震为控制，凡是地震剖面上基底反射清楚的地方作为控制界面，基底不清楚地方用重磁方法进行综合反演。

我们收集了上述两个地区地震测线 98 条，剖面总长度为 4385 公里。然后根据上述两个地区 H 与 t_0 关系，将 90 条地震剖面进行时一深转换，绘制出相应的深度剖面，其地震反射层有 t_4、t_5、t_7、t_g。同时从上述两个地区的布格重力异常与磁力异常图上获取了 98 条剖面的布格重力异常与磁力异常值，然后以地震资料为控制进行 2.5 度体的重磁力正反演计算，详细求取每条深度剖面的重力基底深度与磁力基底深度。

白云西残留凹陷重力基底深度图上显示，其中南北两端重力基底埋藏最深，南端位于 2368 测线以南，由两个凹陷组成，中间被一埋深为 3km 的小隆起所分割，位于东南角的凹陷重力基底埋深大于 7.5km，凹陷走向近东西，地震剖面只解释到 t_7 反射层，深度为 3.5km，而 t_7 反射层之下缺少良好的反射，经过重力资料计算，发现在 t_7 反射层之下存在一套密度为 2.49×10^3kg/m^3 地层，最大埋深大于 7.0km。该地层由南向北增厚，埋深加大。白云西残留凹陷的磁性基底深度与重力基底深度形态以及变化趋势基本一致，磁性基底最大埋深位于东南角，大于 7.0km。

在东沙隆起残留凹陷重力基底深度图上，以深度大于 4.0km 等值线所圈定凹陷共有六个，每个凹陷内有几个次一级小凹陷所组成。其中第一个凹陷是研究区内最大的一个凹陷群，该凹陷群总体走向为东西向，局部为北东向，共有 9 个次一级小凹陷所组成。如 1710 测线地球物理解释剖面所示，t_7 以下反射就很不清楚，重力基底最大埋深为 6.2km。东沙隆起残留凹陷磁性基底深度总的趋势和重力基底深度大致相似，磁性基底总体为北深南浅，略大于重力基底深度。

对残留凹陷的研究重点之一是残留厚度的研究。残留厚度是指重力基底深度与地震提供的 t_g 反射层深度相减，多余部分为残留厚度。白云西残留凹陷的残留厚度一般在 400m～800m 变化范围，而在图幅西侧个别为 1.0km。东沙隆起残留凹陷的残留厚度一般在 1.0km～2.0km 之间。

残留厚度的地质属性综合解释推测主要为下第三系，可能包含部分中生界，尤其是在东沙隆起西侧，结合地震反射特征、速度资料、密度反演结果等多方面资料，认为这部分凹陷的基底深度应为中生界底界。中生代残留凹陷最大埋深为 5.2km，向四周减薄，中生界残留厚度最大为 2.0km。

海洋地壳结构探测技术在东海的试验

赵金海

（上海海洋石油局，上海，200120）

在海洋地球物理专家的呼吁和支持下，通过论证，国家科委在863计划中安排在东海进行地震双船合成排列（Synthetic Aperture Profile 简称“SAP”）和扩展排列（Expanded Spread Profile 简称“ESP”），即双船折射、广角反射地震试验攻关课题。目的是为海洋深部地壳结构探测提供技术支撑；所获得的地质成果为海域划界、油气资源评价和地学研究提供科学依据。

1. 要求解决的问题

（1）研制大能量、低频率的气枪震源，以求达到深穿透，获取深部反射信息。

（2）在前人工作的基础上将“SAP”作业中的“等时放炮”改成“等距放炮”，以提高叠加效果。

（3）在前人处理技术的基础上，研制深反射和折射资料的处理方法，并集成一个处理系统。

（4）在地震工作的同时，进行重磁测量，以地震资料为约束条件，通过重磁正、反演，将测线上的地震结果向面上推移。

2. 技术攻关要求在东海布置一条800km的大剖面

横穿大陆架，冲绳海槽，琉球群岛，琉球海沟并进入菲律宾海；并在大陆架、冲绳海槽、菲律宾海做三条（每条100～110km）“ESP”与“SAP”正交。

根据863课题攻关（技术集成、人才集成）的精神，我们在产、学、研三方面邀请了12个单位，78名技术人员，通过5年实践，取得了一定的效果。

3. 所取得的主要成果

（1）我们在野外采集技术攻关中，以震源和遥测遥控关键技术为攻关重点。所研制的大枪容量达630立方英寸，通过研制将气枪阵列震源容量提高到5140立方英寸，频率6～53赫兹。枪阵能量达84.57巴·米，初步达到大容量、低频效果。

（2）为了提高叠加效果，我们将“SAP”作业中的“等时放炮”改成“等距放炮”，使两船距离保持在6800米同步前进，其距离偏差不超过±40米，从而提高了叠加效果。

（3）在资料处理方面，我们在前人资料处理技术基础上，在四个方面（导航资料处理技术、地震资料基础处理软件重构、合成排列深剖面处理方法技术和扩展排列资料处理解释技术）进行了攻关，集成了一个海上深反射和折射资料处理系统，简称OSPS系统。并对SAP和ESP资料进行了处理。与美国康拉尔大学合作进行了试处理，取得了叠加、偏移、时深转换三条剖面，获得了初步成功。

（4）研制完成了地壳结构重、磁、地震综合反演解释系统（主要有化极、小波分解、三维正演拟合技术）简称GMSIS。对所获取的重磁、地震资料进行了处理，取得了良好效果。

（5）通过东海地质断面的研究，所获得的初步地质成果：

- 多年未能解决的东海陆架盆地基底获得了新资料，盆地基底可达17公里；
- 在大陆架上获得了MOHO面，证实东海陆架地壳厚度达30公里；
- 在冲绳海槽获得了清楚的MOHO面，证实冲绳海槽地壳厚度减薄到13公里；
- 在琉球海沟以西见到了明显的俯冲面。菲律宾板块向欧亚板块的俯冲得到了地震资料的证实。

东亚西太平洋巨型裂谷体系岩石圈结构及地球动力学

蔡学林　朱介寿　曹家敏　严忠琼　阳正熙　洪学海

(成都理工大学，成都，610059)

东亚至西太平洋大陆裂谷、边缘海和沟弧系及其地球动力学既是当今地球科学前沿研究领域之一，又是研究热点地区之一。为此，本文运用地震面波层析成像，对欧亚西太平洋间岩石圈和软流圈三维速度结构进行了系统研究，发现东亚西太平洋深 70～250km 范围内，存在宽约 2500～4000km，南北长约 12000km 的巨型 Vs 低速异常带。结合地质学、地幔岩石地球化学及其它地球物理特性的研究，确认该区为巨型裂谷体系。

这一规模巨大的 Vs 低速异常带具有如下特点：1. 岩石圈下部 Vs 速度最低，如边缘海 Vs 在 4.38～4.45km/s 之间，该带东西两侧岩石圈下部 Vs 速度较高，Vs 为 4.50～4.80km/s；2. 岩石圈厚度最小，一般在 50～80km 之间，例如西太平洋边缘海和沟弧系岩石圈平均厚度仅有 55～65km。在亚洲大陆西部岩石圈厚度均大于 150km 以上、在克拉通地区存在大于 180～200km 的大陆根或岩石圈根，而西太平洋地区岩石圈厚度多在 70～110km 之间；3. 软流圈 Vs 速度很低，该带软流圈 Vs 速度均比邻区软流圈 Vs 速度低，Vs 在 4.15～4.30km/s 之间，南海软流圈 Vs 最低平均速度仅有 4.24km/s，而亚洲大陆软流圈内 Vs 速度多在 4.25～4.36km/s；4. 软流圈厚度最大，通常在 200km 以上，最厚可达 250～300km，从而为巨型裂谷体系的形成与演化提供了物质及热动力条件。其它地区软流圈厚度减小，如塔里木地块软流圈厚度仅在 100km 左右；5. 软流圈内存在高速块体，在中国东部及东南亚等地软流圈内存在规模不等的高速块体，Vs 为 4.40～4.65km/s，它们均比周围 Vs 速度高、这些高速块体可能是岩石圈底部发生拆沉作用，在重力作用下，岩石圈底部的高速块体下沉到软流圈内所致。该巨型低速异常带的岩石圈和软流圈三维 Vs 速度结构，完全不同于东太平洋边缘现代板块俯冲带的岩石圈与软流圈速度结构，而与太平洋洋中脊、大西洋洋中脊和印度洋洋中脊及其邻区的岩石圈和软流圈 Vs 速度结构十分相似，由此确认，东亚至西太平洋间巨型低速异常带具有洋中脊扩张特性，它可能是古亚洲大陆中生代中晚期以来发育的巨型裂谷体系的深部特性之一。

根据中国东部地幔岩石学及地球化学研究表明，中国东部太古宙—元古宙岩石圈厚度在 200～250km 之间，从元古宙到古生代末岩石圈厚度变化不大，多在 160～220km 之间，在中生代 160～100Ma 间，岩石圈厚度迅速减小到 60～80km，新生代岩石圈厚度变化较小，与中生代相似。由此表明，燕山运动及其所显示的岩石圈大规模拆沉减薄作用是显生宙以来东亚大陆岩石圈最更要的地质事件之一。

本文在论述该区地球动力学特征后认为，该巨型裂谷体系是中生代中晚期以来，该带岩石圈整体主动伸展变形，大型裂陷盆地形成，岩石圈强烈拆沉减薄，以及软流圈物质上涌引起的。边缘海是在大陆裂谷系基础上发展起来的，主导扩张时期为中渐新世至中中新世（32～13Ma）。这些海盆在 17～15Ma 以来停止扩张，因而未能将所有海盆和洋中脊联通。据此划分出古东亚大陆及陆内造山带形成（250～150Ma）、东亚大陆边缘经向裂谷系形成（150～55Ma）、边缘海盆形成（55～15Ma）和东亚西太平洋间大陆裂谷边缘海与沟弧系形成（15Ma～现在）等四期构造变形动力学演化阶段。现今东亚至西太平洋间大陆裂谷、边缘海与沟弧系是新生代中晚期以来，邻区各板块构造相互作用叠参加的结果。

本研究得到国家自然科学基金重点项目（49734150）和国土资源部专项计划（20001010）资助。

东海陆架热岩石圈厚度计算

栾锡武[1] 赵一阳[1] 秦蕴珊[1] 高德章[2] 赵金海[2]

(1 中国科学院海洋研究所，青岛，266071；2 上海海洋石油规划设计研究院，上海，200120)

为了确定岩石圈底界的温度，本项目进行了岩石样品的高温高压熔融实验。实验样品为冲绳海槽分布最为广泛的浮岩，和采自冲绳海槽的安山岩样品。高温高压下岩石样品的熔融实验是在中国科学院地球化学研究所深部物质实验室 YJ－3000 吨压力机上进行。从实验结果可以看出，低压条件下，岩石容易熔融。随着压力的增大，岩石样品的熔融温度也随之升高。根据本实验结果估计，在岩石层厚度较大时，岩石层底界的温度在 1200～1300℃，而在岩石层厚度较小时，岩石层底界的温度可能在 1100～1200℃左右。

根据钻井资料、地震资料、遥测浮标资料、OBS 资料和重力反演资料，将该区的岩石层分为上地壳层、中地壳层（5.9～6.2km/s）、下地壳层（7.1km/s）和上地幔层（8.1km/s）。上地壳层又细分为 5 层，分别为速度为 1.8～2.2km/s 和 2.4～2.8km/s 的上新世至第四纪的沉积层、速度为 3.0～3.6km/s 的渐新世至中新世沉积层、速度为 4.2～5.1km/s 的始新世沉积层、速度为 5.75～6.0km/s 的侏罗纪到古新世沉积层、速度为 6.0km/s 的上古生界一套浅变质岩系。

在东海陆架盆地搜集了 17 口钻井 57 个岩心样品的热导率数据。17 口钻井基本遍布东海陆架。岩心样品主要是砂岩（10 个）、泥岩（20 个）和粉砂岩（30 个），代表了从古新统灵峰组、长江组到上新统三潭组的地层。最浅为 966 米，最深为 4877 米。热导率的确定考虑了深度、年龄、岩性、孔隙度、饱和水等因素的影响。更深部地层的热导率则采用了陆地上出露的古老岩石样品数据替代。

浅层生热率依据的样品数据主要是东海陆架区 6 口钻井的 25 个岩芯样品放射性元素 U、Th 及 K 含量的测量数据及样品的密度数据，岩芯样品所处的地层从新到老依次为玉泉组、龙井组、花港组、平湖组，样品取样深度最浅为海底以下 2056 米，最深为海底以下 3565 米。为了补充表层样品数据，本文还使用了东海陆架区 83 个表层样品放射性元素 U、Th、K 含量的测量数据，83 个数据基本覆盖了整个东海陆架区，以及冲绳海槽区 5 个柱状岩芯样品放射性元素 U、Th、K 含量的测量数据。

在东海陆架区选择了一条二维剖面。在不考虑对流热传导的情况下，采用有限单元法求解带有热源的稳态热传输方程，从而确定所研究剖面的温度场结构。边界条件的给法如下：上边界给温度边界条件，海底温度由实测数据确定；两侧给绝热边界条件。在底边界，温度分布、温度梯度、热流值都是未知的。很难给出一个基于地球物理测量的可靠的边界条件。这样无论给出何种边界条件方程的解只能是问题的近似解。为得到尽可能可靠的解，给出的底边界条件必须最大限度地受到已知条件的约束，也即底边界条件的给出是有充分理由的。在本问题中取底边界条件为热流边界条件。底边界热流的给定由海底热流和地壳厚度约束。海底热流由实测热流给出。

为了确认海底温度变化对计算结果的影响，设计了两种海底温度边界条件。考虑到季节变化而引起的海底温度差异，第一种海底温度边界条件取海底温度的变化范围为 18～14℃，类似于夏季海底的温度。第二种海底温度边界条件取海底温度的变化范围为 8～4℃，这类似于冬季海底的温度。

东海陆架西侧岩石圈的厚度在 80 公里左右，向东逐渐台升，在冲绳海槽西坡岩石圈的厚度为 70 公里左右。计算得到的海底热流、沉积层的温度分别和实测海底热流和钻井实测的沉积层的温度进行了比较。在此基础上调整了底边界热流。

国家自然科学基全（40006004）、973 项目（G2000046703）和中国科学院院长基金项目。

红河断裂带在南海海域的延伸

万 玲 吴能友

（广州海洋地质调查局海洋区域地质所，广州，510760）

红河断裂带位于华南板块西南边缘，该断裂带北起青藏高原，穿越云南及越南北部，向东南延入南海，陆区全长逾 1000Km，是东南亚一条显著的地质、地貌分界线。自 Tapponnier（1982）的挤出模型以来，红河断裂作为东南亚滑移的北部边界并与南海的形成联系起来，开始倍受地学界的关注。该断裂带在陆区构造形迹十分显著，尽管在变质作用、变形构造、岩浆活动等方面已进行了大量的野外及室内地质研究，并提出了一系列的构造模式，普遍认为这是一条在新生代发生过左行走滑的大型剪切带（Tapponnier，1982，1983；Briais，1993；Leloup et al.，1995），近期又发生了右行走滑（A1len，1984）。该断裂带从红河口入海后沿莺歌海盆地向东南延伸到海南岛南部，这一段已无争议，但此后如何延伸，至今仍无统一看法，究其原因主要有两点，一是说明该断裂带形成演化的复杂性，二是受海区调查手段和研究程度的限制。而红河断裂带在南海海域的延伸对揭开南海形成演化之谜的作用是不言而喻的。随着国内外在南海地区海洋地质调查工作的广泛开展，积累了大量资料，在深入分析这些新资料后，发现红河断裂带入海后沿莺歌海盆地东缘Ⅰ号断裂延伸至海南岛南部，之后从西沙西南继续往南东方向穿越整个南海，直达巴拉巴克海峡。提出以上观点基于如下证据：

1. 地形、地貌特征

断裂带以东的中西沙地区地形地貌十分复杂，发育有海槽、海台以及海岭等多种地貌类型，而断裂带以西则表现出地形平坦、地貌类型简单等特点，二者之间形成鲜明的对比；此外，在地形图上，NE 水深线沿断裂带表现出向 SE 方向凸出，这一趋势在西南海盆东缘仍十分明显，显示该断裂带已穿越西南海盆，延入南沙地区。因此反映在海底地形地貌上存在一条明显的 NW 向构造带。

2. 重磁场特征

在空间重力异常图及磁力异常图上，断裂带以东的中西沙地区重磁异常主要为NE 走向，重力异常表现为一系列变化的正负异常相间排列，磁异常以负值异常为特征；而断裂带以西地区重磁异常无明显走向，重力异常呈现局部重力高和重力低组成的宽缓异常，磁异常则为平缓升高的低值正磁场。在靠近断裂带附近，分布有若干 NW 向的局部重磁异常。在南沙海域，重磁异常上也有强烈显示，沿断裂带空间重力异常表现出梯阶带特征，磁异常有明显错移转拐现象，断裂带两侧磁性基底面埋深落差大，并显示有火成岩体分布。显然，重磁场特征的截然不同是断裂带存在的重要证据之一。

3. 莫霍面等值线特征

在南海地壳厚度等值线图上，沿断裂带莫霍面等厚线呈现出向南东方向的同形扭曲特征，与莺歌海盆地内 NW 向的等厚线相呼应，而礼乐滩西北端莫氏面等值线方向则由 NE 走向截然转为 NW 向，西南海盆莫氏面等值线则沿此界线突然变窄，地壳厚度的变化显示为受到一巨型岩石圈断裂构造的影响；而通过天然地震面波层析成像得到的不同深度 S 波速度分布图则显示，从莺歌海盆地往东南方向存在一条显著的 NW 向构造带，穿越整个南海海区，显然这是一条影响深度很大的岩石圈断裂带。

4. 地质构造特征

西沙西南地区，断裂带以东的构造走向以 NE 向为主，断裂带以西的则表现为 NW、NE 和近 SN 向，其中 NW 向构造显然是印支板块 NW 向构造在海区的延伸，这组构造在南海南部以及南沙地区都十分发育，与南海北部陆缘区典型的 NE、NEE 向构造形成鲜明的对比。在南沙海区，该断裂切割北东走向断裂，并表现出典型的左旋走滑特征。

本研究由“中国边缘海形成演化的动力学机制”课题（G20000047604）资助。

南海东北部与台湾间深部构造与中、新生代沉积盆地的关系

王 平 夏戡原 张毅祥 黄慈流

（中国科学院南海海洋研究所，广州，510301）

南海东北部和台湾之间的海区位于欧亚大陆和菲律宾海板块的汇聚处。菲律宾海板块向西北方向的运动，对台湾、台西南和南海东北部造成强大的压力。从早第三纪到上新世初或中新世末，整个南海东北部地区都处于被动大陆边缘的张裂或冷却沉降的动力学背景。形成一系列大型的断裂、断坳型和弧后拉张型沉积盆地。在张裂成盆过程中，地壳是一个拉伸减薄的过程，并伴随着地幔的上拱和发生一系列的岩浆活动。然而，上新世以来，菲律宾海板块与吕宋岛弧对欧亚板块的碰撞与消减，使台湾及南海东北部的应力场转变为压应力为主，使台西南盆地剧烈沉降，在盆地的陆上部分产生最厚达 5000m 以上的上新世—第四纪沉积，在海区，这套地层厚度也在 3000m 以上。而前新生代的构造背景则与以上两者有异，它与特提斯构造域密切相关。

本文利用台湾提供的最新 OBS（海底地震仪）实测资料的计算结果作约束条件，对我所实测的从汕头至巴士海峡长约 735km 的地球物理测量资料，主要是重力资料和多道地震反射资料进行联合反演，并对其它相关的过井的多道地震反射剖面加以处理分析。对该区域的深部地质构造属性和中、新生代地层的分布规律以及发育演化特征获得了新的认识。

在地震剖面上，沉积序列可以划分为上、中、下三个构造层。构造层之间的接触关系为明显的削蚀不整合。①上、中构造层代表新生代地层，在隆起部位的厚度一般约 1000m，而在珠 I 坳陷和台西南盆地其厚度可达 4000m 以上；②隆起部位往往缺失中构造层；③下构造层弯曲变形，从过井剖面的地震反射特征、邻区的钻井揭示的中生代地层资料和围区的中生代地层分布特征分析说明，它代表了中生代的沉积地层。中生代地层在东沙隆起、潮汕坳陷和韩江凹陷上均有发现，它们是在中特提斯边缘海的海盆上沉积发育起来的，由于遭受剥蚀其残留厚度在研究区内较薄约 3000m（以 K_1 为主）。区内的中生代地层主要为早白垩世未变质或轻变质的海陆交互相含泥、页岩地层，是本区未来找油的一个勘探方向。

利用OBS资料做约束条件进行的联合地球物理反演，获得了研究区的深部地壳结构和莫霍面的深度变化特征。研究发现，区内中、新生代沉积盆地与地壳深部构造间的关系密切。第一，在研究区内具有巨厚中生代地层而新生代地层相对较薄的盆地或坳陷（如韩江凹陷和潮汕坳陷）所对应的深部构造特征表现为莫霍面的起伏与中生代的沉积基底走势呈正相关关系，这一点与研究区西部的新生代沉积盆地（如珠 I，珠 II 和琼东南盆地）所表现的盆地基底走势与莫霍面的起伏呈近镜像的负相关关系的情况不同。第二，在研究区内的沉积盆地或坳陷若其中生代地层厚度较薄（如台西南盆地西南部）而新生代沉积地层较厚，则其对应的莫霍面起伏与盆地基底的起伏呈负的相关关系。

在东沙隆起的地壳类型为陆壳，厚度为 28km～32km：在嘲汕坳陷、韩江凹陷和隆起区的大部分地区，其地壳类型为亚陆壳，厚度在 22～28km 之间；在台西南盆地，地壳转换为过渡壳，厚度 22～11.5km；在南海东北部东南的深海盆属洋壳，其厚度约 8.5km，去除晚新生代的沉积地层厚度约 3km，洋壳厚约 5.5km。

16 万年来长江口至冲绳海槽高分辨率地震层序研究

吴自银[1,2]　金翔龙[1,2]　李家彪[1,2]

（1 国家海洋局第二海洋研究所，浙江杭州，310012；2 国家海洋局海底科学重点实验室，浙江杭州，310012）

以板块构造理论为指导，运用地震地层学方法，对 1996 年中法合作在东海陆架自长江口至冲绳海槽获取的 5679km 的高分辨率电火法单道地震（部分多道）资料进行全面判读研究，并与 DZQ4 井岩性分析资料进行对比研究，同时结合获取的多波束资料、声拖资料、3.5kHz 浅剖和柱状样资料，划分出研究区自中更新世以来 10 个地震层组，识别出多种类型的地震相，结合深海氧同位素曲线客观地再造了东海陆架海平面升降、陆海变迁过程，对东海陆架的古环境演化得出初步的认识。基于在陆坡区勘测的多道地震、浅剖和多波束资料，识别出两组不同期次的断层。

运用地震地层学方法，对比 DZQ4 井的岩性资料并结合 Chappel 氧同位素曲线，识别出三类共 10 个地震层组：层 2～11，层 2、层 3～5、层 6、层 7 分别对应氧同位素 1 期、3 期、5 期和 6 期。氧同位素 2 和 4 期对应的地层很薄，在地震剖面上无法识别，DZQ4 井深度只达层 7，层 8～11 无法与氧同位素曲线进行精确对比。层 4、6、7 和 11 为陆相沉积地层，层 2、3、5、6、8 和 9 为三角洲沉积地层，层 2 部分、层 3.1、层 6.1 和层 10 为潮流砂脊地层。

根据地震相的物理参数、内部结构和几何外形对研究区地震剖面进行判读，圈定出对应不同沉积相的地震相类型：对应三角洲沉积的前积地震相、对应陆棚沉积的平行—亚平行强反射地震相、对应下切河道沉积的透镜状冲填地震相、对应潮流砂脊的 S 形斜交地震相。地震相的识别对于研究和再现东海古环境和古地貌无疑具有重要意义。

通过对贯穿长江口至冲绳海槽的主剖面 2～7 的层序精确识别并根据 Vail 海平面曲线制作方法定量绘制了东海陆架自中更新世以来的海平面相对变化曲线，并结合 DZQ4 井岩性资料和大量的浅层样中的海平面指示物资料对海平面变化曲线进行修正，将该曲线与由深海氧同位素曲线转换的全球平均海平面曲线及新几内亚海平面曲线进行对比，表明三者在总趋势上具有相似性，东海陆架至盛冰期时（距今 1.5 万年）海平面达到最底点：海平面下降至现在 150～160m 一带，扣除均衡及构造因素，海平面相对下降 110～120m。冰川的进退是导致第四纪海平面升降的主要因素。

自 16 万年来东海陆架经历了三次完整的海侵海退沉积旋回：层 7 是对应晚里斯冰期的海退层序，层 6、5 是对应玉木—里斯间冰期的星轮虫海侵层序，层 4 对应早玉木冰期的海退层序，层 3 对应早玉木间冰期的假轮虫海侵层序，晚玉木冰期历时短，在陆架沉积地层太薄，低于单道地震分辨率无法有效识别，层 2 对应冰后期全新世海侵地层，层 7、6 和 5，层 4 和 3，层 2 构成陆架三次完整的海侵海退旋回层序。对东海陆架古环境演化形成初步认识：冰期低海平面时海水退去造成陆架裸露，陆架成为过水区，在陆架沉积一套杂乱的陆相沉积，广泛分布的河道在陆架形成诸多的下切河道沉积，在季风作用下陆架将趋于沙漠化，间冰期时全球气候变暖，海平面上升，发生海侵，陆架区被海水淹没，海侵初期在太平洋潮波的影响下形成广泛分布的潮流砂脊沉积，随后气候变冷，河流随着海平面的逐渐下降自西向东推进，形成一套前积强反射的三角洲沉积层序。

通过对研究区陆坡段剖面 11～14、20 和 21 的详细研究，并结合相应的 3.5kHz 浅剖资料和 EM12 多波束高精度地形数据，识别出两组断层：一组断层发育于上新世至早更新世地层，断层走向的优势方位是 N45°～N75°，视断距达 50m，另一组断层自上新世至今仍在活动，断层走向的优势方位是 N65°～N85°，视断距 5～15m。两组断层反映了冲绳海槽最近两期的构造扩张运动，扩张轴向分别为：N336.5°、N352.5°。

西南海海槽天然气水合物 BSR 特征

宋海斌[1,2] 松林修[2] 仓本真一[2]

(1 中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101；2 产业技术综合研究所，筑波，3058567)

对西南海海槽的 NT62－2 地震测线进行了以揭示天然气水合物似海底反射层 BSR 的分布为目标的重新处理。比较了近炮检距剖面、叠加剖面、偏移剖面、瞬时振幅剖面与瞬时相位剖面上 BSR 的显示特征。指出了 BSR 在炮道集与共中心点道集上的分布。分析表明，虽然在近炮检距剖面上能分辨部分 BSR，但通过叠加与偏移可以得到 BSR 较清晰的图像。BSR 的高振幅特征在瞬时振幅剖面上最为明显。而在瞬时相位剖面上容易勾画 BSR 的横向展布。

大量的地球物理调查与钻探工作阐明了日本西南部南海海槽增生楔的地质构造及其演化历史。日本岛弧周围是太平洋板块与菲律宾海板块的俯冲边界—深海沟，南海海槽是四国盆地向欧亚板块西南日本弧俯冲的边界。似海底反射层 BSR (Bottom Simulating Reflector) 通常对应天然气水合物稳定带的底界。虽然一些研究已表明南海海槽增生楔中存在 BSR，但详细讨论地震数据处理在揭示 BSR 清晰图像方面的作用及阐明 BSR 在西南海海槽增生楔中分布特征的工作极少。1987 年 FM3506 航次在西南海海槽采集了多道地震剖面，其中的 NT62－2 剖面被用于确定 2000 年大洋钻探 190 航次与 2001 年 196 航次西部断面的站位。本文收集了德克萨斯大学地球物理研究所 NT62－2 测线的原始地震数据，并进行地震数据处理。这次重新处理集中在获取海底浅部结构及 BSR 分布的清晰图像。地震处理包括观测系统定义、共中心点道集选排、速度分析、动校正与偏移。在处理流程中没有进行任何滤波与增益处理，以保持原始地震振幅的面貌。此外，还进行了复数道分析，获取了三瞬剖面。

在近炮检距剖面上，南海海槽部分有较清楚的显示。俯冲的洋壳以及上方的滑脱面、海槽中的沉积物都比较清晰。在近炮检距剖面上，南海海槽的陆坡有 BSR 分布的迹象，但很不清楚。因此对西南海海槽增生楔，单道地震剖面很难揭示 BSR 的全貌。近炮检距剖面分析表明，在 744 道（对应 879 炮）5.8s 附近有 BSR。而在 905 道（对应 1040 炮）附近 5.2s～5.6s 范围内存在两个向海倾斜的反射层，后面的处理表明上面的反射层是 BSR。根据导航数据，对地震数据定义了观测系统，然后进行了共中心点道集的选排。共中心点道集与共炮点道集相比，反射同相轴比较规则，可以用于叠加速度分析。对一系列共中心点进行了速度分析。得到的叠加速度用于动校正，然后得到了叠加剖面。叠加剖面与近炮检距剖面相比，分辨率与信噪比都有提高。特别是叠加剖面上的 BSR 比近炮检距剖面上的 BSR 清晰，分布也广了。两个倾斜反射层都比较清楚，分析表明，上面的那个反射层是 BSR。对叠加剖面进行了 Stolt 偏移。偏移剖面与叠加剖面相比，海底与 BSR 得到了较好的成像。BSR 更加清晰与连贯了，主要分布在 50～340、430～750CMP 范围内。分析表明，BSR 在横向上并不连续，振幅有变化，尤其是后一段 BSR 连续性较差。对叠加剖面与偏移剖面进行了复数道分析，求得三瞬剖面。虽然瞬时频率剖面没有达到指示游离气的作用，我们发现瞬时相位剖面是清晰勾画 BSR 的理想剖面，而瞬时振幅剖面上清晰地显示了 BSR 的强振幅与横向上的振幅变化特征。三瞬剖面可作为 BSR 分析的常用工具。

由于近炮检距剖面的信噪比较低，因此剖面上 BSR 很不清晰。而叠加提高了信噪比，此外，由于 BSR 通常具有振幅随炮检距增大而增大的特征，叠加包含了大炮检距的能量信息，因此叠加剖面上 BSR 就比较清晰了。而偏移则使绕射收敛，各个反射得到归位，因此偏移能得到 BSR 真实的图像。本研究由 STA Fellowship、国家自然科学基金（49904007）、中国科学院全国优秀博士学位论文专项资金资助。

冲绳海槽天然气水合物 BSR 的特性及处理流程

唐 勇

（国家海洋局第二海洋研究所、海底科学重点实验室，杭州，310012）

气体水合物是在由一定的压力和温度下形成的像冰晶一样的固体，其组成成分是水和气体（主要是甲烷）。他们出现于浅层沉积物中，一般出现在水深在 500 米以下的大陆边缘海底中。目前世界海域内有 88 处直接或间接发现了天然气水合物，其中 26 处获得水合物岩心，62 处发现水合物地震标志——拟海底反射层(BSR)，许多地方见有生物及碳酸岩结壳标志。

东海陆坡—冲绳海槽区与日本南海海槽及周边海区的地理环境条件类似，水深在 1000～2000m 之间，上新统一全新统地层厚度达 1600～8500m，具有天然气水合物的赋存条件。BSR 是海底地震反射剖面中存在的一种异常地震反射层，BSR 一般呈现出以下特点：(1) BSR 一般与现代海底近于平行分布，并且多与层面反射相交；(2) BSR 相对于海底反射来说具有高反射振幅和反转极性，是声波阻抗大大降低的界面；(3) BSR 上方常常出现空白区，从而在剖面上呈现一条“反射模糊”带；(4) BSR 常分布于海底地形高地之下或陆坡上。另外，人们在研究中还发现 BSR 随水深的增加而增加，随地热梯度的变化而变化。现已证实 BSR 代表海底沉积物中天然气水合物稳定带基底，BSR 以上天然气以固态气水合物的形式存在，BSR 以下天然气以游离气形式存在。

高分辨率地震资料天然气水合物 BSR 处理的关键技术流程主要包括：解编—编辑—真振幅恢复——维滤波—Q 补偿—预测反褶积——致性反褶积—抽道集—动校正—剩余静校正—二维滤波—叠加—AVO 分析—叠后预测反褶积—F—X 域去噪—谱白化—偏移—波阻抗反演。

为了得到地震波在海水中的传播规律，对来自不同深度上海底一次反射波波形特征和频谱分布进行了统计分析，对照该区同季节温度随深度变化剖面，可以得出反射波主频发生突变的深度同海水跃层，即速度梯度带有良好的对应关系—海水跃层相当于一个低通滤波器。要有效地降低噪音水平，必须对海上各种噪音的来源和特征有清楚的了解。①消除多次波：多次波极易与 BSR 相混淆，首先在炮集域使用预测反褶积消除了相关系数较大的多次波能量，其次在 CMP 域采用二维滤波方法来进一步压制多次波，最后在叠加后采用预测反褶积再进行一次预测．子波处理。②子波处理是压缩子波、拓宽频带、提高纵向分辨率最直接的手段。③海上静校正：提高信噪比、改善反射同相轴品质，对速度造成的动校正误差进行一部分校正（间接提高分辨率)，也改善了反射同相轴的连续性。④速度分析：速度是资料处理中最重要的参数，其精度的高低直接影响分辨率的高低。一般采用常速扫描条带分析法。⑤AVO 分析：测试 BSR 处的反射振幅随炮检距的变化而改变，这是 BSR 之上的含水合物沉积物与下伏的含游离气体沉积物之间存在明显的泊松比差异引起的。⑥反演：波阻抗反演是指利用地震资料反演地层波阻抗（或速度）的地震特殊处理解释技术。迭后反演可分为递归反演、稀疏脉冲反演和全波形反演。Singh 提出的完全波形反演方法被广泛应用于世界大陆边缘的天然气水合物研究中，如温哥华岸外的 Cascadia 大陆边缘、哥伦比亚西海岸、秘鲁海岸、布莱克海台、哥斯达黎加岸外、阿拉伯海的 Makran 增生楔。这些波形反演得到的速度结构被用于研究水合物与游离气的分布，包括厚度、饱和度、甲烷的数量。中国边缘海南海、东海冲绳海槽可能蕴藏的天然气水合物则是中国海油气资源勘探的新领域，发展探测天然气水合物分布与蕴藏量的高新地球物理技术如 AVO 分析、全波形反演技术有重要意义。

致谢：本研究由国家重点基础研究发展规划项目（课题编号：G2000046703）资助。

天然气水合物似海底反射层的 AVA 特征

宋海斌[1,2] 松林修[2] 杨胜雄[3] 吴能友[3] 江为为[1] 郝天珧[1]

(1 中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101；2 产业技术综合研究所，筑波，3058567；
3 广州海洋地质调查局，广州，510760)

含天然气水合物沉积物的岩石物性模型与似海底反射层的振幅随入射角变化(AVA)特征分析是天然气水合物地震研究的重要基础。首先基于时间平均—Wood 加权方程、三相介质波传播理论模型、弹性模量模型计算、阐述含天然气水合物岩石弹性参数与水合物饱和度，含游离气岩石弹性参数与游离气饱和度的关系，然后给出不同模型的 AVA 特征。

为估算天然气水合物对沉积物弹性模量的影响，可考虑两种弹性模量模型。模型 A 假定水合物是孔隙流体的一部分，而模型 B 假定水合物是固体骨架的一部分。含天然气水合物模型 A 与含天然气水合物模型 B，纵波速度均随着饱和度增加而增大，但后者增大的幅度大。就横波速度而言，模型 B 随着饱和度增加而增大，模型 A 随着饱和度增加基本没有变化。对含游离气沉积物，随着饱和度增大，纵波速度有降低，特别是从 0%～10%的范围内，有较大幅度的降低。而横波速度随着饱和度增加有小幅度的增大。也研究了泊松比与饱和度的关系。随着饱和度的增加，含游离气沉积的泊松比降低。两种模型的泊松比与饱和度的关系有较大差异，模型 A 的泊松比随着饱和度增加而线性增大，而模型 B 的泊松比随着饱和度增加而降低，小饱和度时降低较慢，而大饱和度时降低较快。

基于时间平均—— Wood 加权方程模型计算了含天然气水合物饱和度 0%～100%的沉积与含游离气沉积的界面的振幅随入射角变化 AVA 曲线。上方为含天然气水合物饱和度 0%～50%的沉积，纵波反射系数为负值，它的绝对值随着入射角增大而增大。上方为含天然气水合物饱和度 80%～100%的沉积，纵波反射系数也为负值，它的绝对值随着入射角增大而减小。上方为含天然气水合物饱和度 0%～20%的沉积，转换波反射系数为负值，它的绝对值随着入射角增大而增大。上方为含天然气水合物饱和度 50%～100%的沉积，转换波反射系数为正值，它的值也随着入射角增大而增大。因此，低天然气水合物饱和度与高天然气水合物饱和度的 AVA 特征不一样。

基于三相介质波传播理论模型给出了 0%～10%天然气水合物沉积与 1%～20%游离气沉积模型 AVA 与饱和度的关系。四种情形，反射振幅均随着入射角增大而增大。无天然气水合物沉积与天然气水合物饱和度为 10%的沉积的 AVA 曲线很接近，因此实际情形下是无法区分这两种情况，而 1%游离气沉积与 20%游离气沉积的 AVA 形态相近，但幅值有较大差别，因此实际情况下，求得真实反射系数非常重要。四种情形的转换波反射系数值均极小，随着入射角增加略有增大。

基于两种弹性模量模型研究了反射系数与饱和度关系。0%～100%的模型 A 天然气水合物沉积覆盖在 2%游离气沉积之上，随着天然气水合物饱和度的增加，纵波反射系数值增加，AVA 的形态是相似的，均呈现振幅随入射角增加而增大的特征。0%～60%模型 B 天然气水合物饱和度情形的 AVA 特征与模型 A 相似。而 80%与 100%天然气水合物饱和度的情形就不一样了，后者呈现反射系数随入射角增加而减小，而前者是先减小后又增大。模型 A 各种情形的转换波反射系数值均极小，小于 0.001。模型 B 各种情形的转换波反射系数，随着天然气水合物饱和度的增加，反射系数值也增加，而 AVA 形态相似，呈现先增大后降低的抛物线型。

似海底反射层的 AVA 特征分析表明，不同天然气水合物饱和度、不同游离气饱和度的各种组合呈现不同但相似的特征，其理论曲线是实际资料 AVO 分析的重要基础。但振幅随炮检距变化分析在水合物及其下伏的游离气研究方面的作用可能是有限的。本研究由国家自然科学基金 (49904007)、STA Fellowship、中国科学院全国优秀博士学位论文专项资金资助。

我国东海陆坡区天然气水合物的稳定域分析

栾锡武　秦蕴珊　赵一阳

（中国科学院海洋研究所，青岛，266071）

本文讨论的东海陆坡区包括东海陆坡和邻近的冲绳海槽中轴以西的盆地区域，属活动大陆边缘（琉球沟弧盆体系）中的弧后盆地的一部分，在地质特征上属被动大陆边缘。从 60 年代开始在该区域进行的以构造演化和矿产资源为主要目地的地质地球物理调查，积累了大量的资料。资料表明，该区有着巨厚的新生代沉积，而且沉积速率较快，沉积物主要来自中国大陆，有机质供给充足，海底微生物丰富，具备海底生物气形成的条件。

研究表明，在一定的温度与压力条件下，甲烷和乙烯等可形成水合物，并得到了形成水合物的温度压力曲线。温度是控制气体水合物稳定存在的一个重要条件，分析东海及邻近海域气体水合物的分布范围，首先应该分析海底温度分布。科学一号科学考察船在 KX90－1、KX91－1 海底地壳热流测量航次和 KX99－1 海底沉积物采样航次都对海底沉积物进行了温度测量。三个航次进行海底温度测量的站位共有 124 个。这些海底温度资料基本上可以反映出东海及其邻近海域的海底温度分布特征。海底的温度分布明显和海底的深度相关。海底深度较浅，温度较高，海底的深度较大，则温度较低，需要指出的是，热流测量航次和底质取样航次是用不同的方法进行海底温度测量的。

海底热流是沉积物的热导率和温度梯度的综合反映，如果一个区域沉积物的类型相似，那么，海底热流的差异。则基本上可以认为是地温梯度的差异，从而通过海底热流的分析可以大致确定地壳的温度结构。该研究区域共有 200 多个海底地壳热流数据。该区的热流分布表现出明显的异常。最突出的特点是热流值高低差异悬殊。

为研究东海及其邻近海域的地壳结构，自 20 世纪 60 年代开始，国外很多研究单位都在东海区域进行过双船、遥测浮标和 OBS 的折射地震测量。从 80 年代开始，中国科学院海洋研究所在东海区域进行了 20 多个站位的遥测浮标折射地震测量和 7 个 OBS 折射地震测量。

在本研究区从北而南选择了 4 个剖面对速度结构进行了详细的讨论。从速度资料分析可以看出，本区纵向分层明显，自上而下共存在 6 个速度层，速度分别为 1.8km/s、2.2（2.0～2.5）km/s、2.8（2.7～3.2）km/s、3.4～3.6km/s、4.2（4.1～4.7）km/s、5.1km/s。根据东海陆架和琉球岛弧的地层对比分析，本区的地层上部的 1.8～2.2km/s 的速度层为第四纪的地层，2.8km/s 的速度层为上新世的地层，3.4～4.2km/s 的速度层为中新世的地层。本研究剖面最上部 1.8～2.2km/s 和 2.4～2.8km/s 的速度层在全区广泛分布，地层厚度变化不大，特别是上层基本上和海底平行，表明未经受过构造变动。

对东海区几个柱状岩心样品密度分析认为，冲绳海槽区最上部第四纪地层的密度在 2.2～2.3g/cm^3 之间。

前面已经提到气体水合物的稳定存在需满足一定的温度压力条件。根据前面给出的温度、热流、地层和密度资料可以给出前面 4 个剖面的水合物可能出现的稳定带情况。

由温度—压力条件分析可以推出，在东海陆坡区和冲绳海槽槽底具有使天然气水合物稳定存在的温度压力条件。

在该区水合物的稳定域在水深大于 500 米左右开始出现。而且在本文分析的 4 条剖面上都出现水合物的稳定域。水深较浅时，稳定域也较浅，水深增大时，稳定域的厚度增大。最浅为海底以下 300 米，深可达海底以下 1200 米左右。出现的层位为 1.8g/cm^3、2.2g/cm^3 和 2.8g/cm^3 三个速度层中。

国家自然科学基金（40006004）、973 项目（G2000046703）和中国科学院院长基金项目。

天然气水合物地震特征分析技术

丁艳丽　高　鸿　宁俊瑞

（中石化石油勘探开发研究院，北京，100083）

海洋天然气水合物地震特征研究，要求资料处理工作真实反映水合物的存在，突出BSR（水合物存在标志）特征，为寻找游离气做准备。

1. BSR的地震特征

①BSR是含气水合物地层底界面，为强波阻抗界面。与海底反射相似、大致平行；②BSR界面与海底反射波极性相反；③BSR界面之上为振幅空白带；④部分地段可见BSR界面与反射地层斜交；⑤部分地段可见BSR界面上下地层的层速度倒转。

2. 海洋天然气水合物地震特征研究思路及实际地震资料处理

以研究天然气水合物地震特征为目的，在两年内做了一些试验和生产处理，主要研究思路为以高分辨率和高保真度处理为主要方法；结合地震波阻抗反演技术、以叠前偏移为基础的AVO分析技术和三瞬分析技术等特殊处理方法；采用多种显示技术，可确切反映海底天然气水合物的存在，突出BSR的真实地震特征，寻找游离气的存在。重点抓住以下几个方面：

（1）做好数据净化、校正处理工作，排除非地质因素影响。①人工编辑不正常炮道；应用程序对异常能量、异常频率进行搜索和编辑；②采用RADON变换方法压制多次波；采用时空域能量统计方法压制各种随机干扰；③气枪、电缆沉放深度校正；爆炸、接收条件变化产生的振幅差异，进行一致性校正。

（2）采用先去噪后补偿思想，对传输过程地震有效波产生的能量衰减、扩散等进行补偿，突出有效波组特征，逐步恢复真振幅。

（3）在去噪、能量补偿后，进行子波一致性（考虑震源部分枪失效引起的子波变化）、子波压缩、拓宽频带等高分辨率处理。恢复频率、保真振幅，提高子波区分各种地质现象（BSR特征）的能力；整个剖面使用一个宽档滤波器。

（4）采用克希霍夫DMO速度分析和克希霍夫DMO叠加及高精度陡倾角偏移技术，提高速度、成像、归位精度。

（5）采用瞬时振幅分析技术研究、突出BSR界面、BSR之上弱振幅带振幅变化特征，采用瞬时相位分析技术研究、突出BSR界面与地层斜交现象。

（6）通过叠后波阻抗反演技术，分析BSR界面、游离气等与周围介质的波阻抗差异。

（7）采用AVO分析技术研究弹性波性质变化，寻找BSR之下游离气异常。

（8）采用各种特殊显示方法多方面突出水合物地震特征。

3. 处理效果分析

应用水合物高分辨率保幅处理思路和各种方法技术对我国南海某海域水合物地震资料进行了生产处理，取得了良好的效果。水合物存在的测线或线段在叠加、偏移剖面清楚可见，易追踪；BSR界面强振幅、BSR界面之上空白带、弱振幅带特点在各种剖面明显；振幅显示可见BSR反射与海底反射极性相反；层速度曲线部分可见倒转现象（还需定量计算与分析确定层速度变化与水合物的关系）；反演波阻抗剖面BSR界面与其上下界面波阻抗差异明显；AVO的角道集剖面、各种弹性参数交汇图也有较好显示。

4. 建议与设想

①提高水合物野外采集质量，减少气枪、电缆、水鸟等变化的影响；②加强特殊处理及综合方法研究；③建立水合物存在特征的地震识别模式；④建立BSR之下游离气的储层预测模式。

应用模糊神经网络反演海底重力密度界面

吴健生 张丽莉 王家林 江 明

（同济大学海洋地质教育部重点实验室，上海，200092）

随着科学技术的发展，地球物理学科与其他学科不断交叉融合，越来越多的新方法被引入到地球物理的反演研究之中。模糊神经网络就是其中的一种，它具有很强的自适应和学习能力，能从数据中发现深层微妙关系（而这种关系通常是很难发现和描述性的）；也有很强的容错性，善于联想、概括、类比和推广。被广泛应用于模式识别、自适应滤波和信号处理等领域。在重力密度界面反演研究中，重力场和场源形态参数之间实际上是一种非线性关系，因此模糊神经网络技术在重力场反演中具有其独到优势。

1. Takagi-Sugeno 模糊逻辑系统

对于n个输出的Takagi-Sugeno模糊系统，模糊规则的常规形式如下：

$$\text{if } x_1 \text{ is } F_1^l, \cdots, x_2 \text{ is } F_2^l, \cdots, x_n \text{ is } F_n^l \text{ then } y_l = f_j(X)$$

其中 $f_j(X)$ 取输入变量的线性组合，即：$f_j(X) = C_1^j x_1 + C_2^j x_2 + \cdots + C_n^j x_n + C_0^j$

这里 $X = (x_1, x_2, \cdots, x_n)^T$，其中 F_i^l 为模糊集合，C_i 为实数，y_l 系统根据此条规则得到的输出，是一个实数，$l = 1, 2, \cdots, M$。

显然，这一系统的输出能由规则库中变量的诸隶属度函数（前提部分）以及规则的输出（结论部分）精确确定，因此能用系统辩识的方法来确定该系统的参数 C_i^l，用确定系统阶数的方法来确定规则数M。

2. 基于 Takagi-Sugeno 模糊系统的神经网络模型

本文采用了基于Takagi-Sugeno模糊系统的模糊神经网络，这为一个四层网络，分别为输入层，隶属度函数生成层，推理层及反模糊化层。其中推理层节点个数m是根据K-mean方法对样本聚类后而得到的，并可以依据实际需要调整此参数的值。隶属度生成函数采用：$u_{ij} = \exp\left(\frac{(x_i - m_{ij})^2}{\sigma_{ij}^2}\right)$ $1 \leqslant i \leqslant n, 1 \leqslant j \leqslant n$，其中 u_{ij}，m_{ij}，σ_{ij} 与隶属度生成层的各节点相对应。

推理层各节点的输出分别是该节点所有输入的代数乘积。最终的反模糊化输出为：

$$y = w_1\pi_1 + w_2\pi_2 + \cdots + w_m\pi_m, \text{ 其中 } \pi_i = u_{1i}u_{2i}\cdots\cdots u_{ni} = \prod_{j=1}^{n} u_{ij}, \ 1 \leqslant i \leqslant m$$

网络的学习算法基于BP算法而提出。

3. 应用模糊神经网络进行重力密度界面反演

反演流程包括①构造网络的学习样本，②训练网络，③重力反演。

选取适当的网络参数，包括网络隐层数、隐层节点数等，设定学习精度是网络训练的关键。而训练好的网络已经学习了该区域内的地质体形状、埋深与重力异常关系，任意选择该区域中的重力异常作为网络输入，即可得到地质体的深度。

在模型实验采用的输入样本数据共有三个输入：分别为g、差分值 r_1，r_2，其中 r_1 为 $g_i - g_{i+1}$，r_2 为 $g_i - (g_{i+1} + g_i)/2$，一个输出为d。设定网络的隐层数为3，隐层节点数为5，训练的样本个数为390个。进行网络训练，得到误差值为 4.96355×10^{-2}，其误差值是在允许范围之内的。然后输入数据文件进行测试，所输入的数据样本共20个。结果表明，经过模糊神经网络进行反演后，其得到的输出与地质体的理论值之间误差很小，反演的结果较好反映了地质体的埋深情况，反演效果十分令人满意。

应用这一方法对南海北部陆缘的潮汕地区的重力资料进行了反演，求取了相应的密度界面。结合其它物探资料进行了综合解释，取得较满意的结果。

中国南海高分辨率重力位模型及海底地貌影像

陆 洋

（中国科学院测量与地球物理研究所动力大地测量开放实验室，武汉，430077）

作为重力场的重要参量之一，大地水准面反映了地球的形状，并体现地球内部物质分布和运动，其各种波长提供各种有关地球的信息。一般地，海洋短波长大地水准面起伏与海底地形有着很强的相关性，利用这种相关性可反演高分辨率的海底地形，为我们提供一种构造高分辨率海底地形模型的途径。本文由高分辨率重力异常，构制中国南海及邻域甚高阶重力位模型 IGG—SCS00A，分辨率达到 5.5km。由此模型计算该区域高分辨率大地水准面，从而得到轮廓清晰的海底地貌影像图。

1. 甚高阶重力位模型构制和大地水准面计算

建模方法为局部积分改进法：全球模型相对于局部区域的重力异常存在差异，即剩余重力异常。对剩余重力异常进行局部积分计算，修正全球模型的高阶部分，并增补甚高阶部分的系数，可得到符合于该区域的新的甚高阶局部重力位模型。本文研究区域为中国南海及邻域（0°～25°N，105°～122°E），采用由卫星测高计算的 3′×3′平均重力异常共 97362 个子块，参考模型采用 EGM96（360 阶），该区域的剩余重力异常均方差为$\pm 15.5\times 10^{-5}ms^{-2}$，其包含的信息频段主要为 30′～3′的超高频部分（即 360—3600 阶次）以及中、低频残差部分（小于 360 阶次），由此计算的系数修正值也含相应的信息。修正位系数的权函数使用谱权综合形式。计算过程采用快速付里叶变换技术，并根据 M. Gerstl 给出的判断条件，选择 Legendre 函数积分运算的递推形式。最后计算得到展开至 3600 阶次的新模型 IGG—SCS00A，其精度为$\pm 3.3\times 10^{-5}ms^{-2}$，比参考模型 EGM96 提高了近五倍，分辨率提高了十倍。作为大地水准面的数值模型，IGG—SCS00A 保留了参考模型的长波长部分，加强了中、短波及超短波长部分的信息，使其表示的大地水准面具有更高的分辨率和精度。南海 3′×3′大地水准面由新模型位系数根据球谐展式计算。

2. 南海海底地貌影像及构造分析

由于海水密度与海底地壳密度的显著差异，海底成为最显著的浅密度边界。大地水准面短波起伏与海底地形强相关，也与莫霍面基层强相关。为了更清楚地了解南海海底地貌构造特征，采用减去地球位场的累加波段贡献的方法增强这些构造特征。从南海 3′×3′大地水准面减去 10 阶次以内的地球位场（相应的场源深度为海洋上地幔底部），大地水准面立体图给出了轮廓清晰的南海地貌图。与南海地貌图吻合较好，各种地貌类型清晰可见，唯北吕宋海槽显像模糊。同时发现与地貌图明显不同的是：在南海西南海盆处呈现南西—北东走向的“沟”，实际上这是一条破裂带，在南海地貌图以及以往的海底地形图中没有显示，它首次被 B. Taylor 等在南海磁条带异常中发现，A. Briais 等认为可能是由于印度板块与欧亚板块碰撞所产生的“海岭跳跃”。据姚伯初的南海断裂分布示意图，此破裂带为停止扩张中心；减去 110 阶次以内的地球位场（相应场源深度为海洋岩石圈底部），各种地貌类型显示依然，而北吕宋海槽清晰现出，表明位于此处的活动俯冲带南北段性质有所差异。

3. 结论

甚高阶局部重力位模型的构制可以不受全球数据分布的制约在纬度较低的局部地区得以实现，它容纳了更多的重力场高频信息，既反映了接近地壳扰动物质的短波长部分，又反映了与深部扰动物质有关的长波长部分，较好地体现了南海区域大地水准面的局部特性。短波长大地水准面起伏形状的主要部分是——被平滑和衰减了的海底地形的形态。

本研究由国家自然科学基金项目（批准号：49634140）、中国科学院项目 KZCX2—106 资助。

中国海及邻域均衡重力异常与构造活动关系探讨

方 剑

（中国科学院测量与地球物理研究所，武汉，430077）

中国海及邻域介于欧亚大陆与太平洋板块及印度板块之间，与海沟、岛弧共同构成西太平洋独特的沟--弧一盆系，它与全球构造体系有着密切的衍生关系，也有着自己独特的地质、地球物理演化过程。中国海区地质构造十分复杂，岩浆活动强烈，断裂发育。它以其独特的地质环境、丰富的矿产资源和重要的战略位置而举世瞩目。对于中国海及邻域的岩石圈结构、地幔的动力学过程及矿产资源勘探等问题，引起了地球物理学家广泛的兴趣并进行了多方面的研究。

将地形——均衡大地水准面和地形——均衡重力异常展开为球谐函数，并考虑到岩石圈的弹性刚度，地形——均衡大地水准面和地形——均衡重力异常可以表达如下：

陆地
$$N_n=\sum_m \frac{4\pi GR\rho_c h_n}{(2n+1)\ g}\ (1-c_n\ (\frac{r}{R})^n) \tag{1}$$

$$dg_n=\sum_m \frac{4\pi G\rho_c h_n\ (n+1)}{2n+1}\ (1-c_n\ (\frac{r}{R})^n) \tag{2}$$

海洋
$$N_n=\sum_m \frac{4\pi GR\ (\rho_c-\rho_w)\ h_n}{(2n+1)\ g}\ (1-c_n\ (\frac{r}{R})^n) \tag{3}$$

$$dg_n=\sum_m \frac{4\pi G\ (\rho_c-\rho_w)\ h_n\ (n+1)}{2n+1}\ (1-c_n\ (\frac{r}{R})^n) \tag{4}$$

ρ_c、ρ_w 分别为地壳和海水密度；n 为球谐函数展开阶数；h_n、w_n 分别为第 n 阶地形和均衡挠度展开级数；c_n 为与岩石圈弹性刚度有关的系数。由以上公式即可计算出地形——均衡大地水准面和地形——均衡重力异常随着球谐函数展开阶数 n 的变化结果。结果表明波长大于 1000 公里的地形基本上被岩石圈的弯曲所补偿。由于岩石圈的刚度支撑，波长小于 1000 公里的地形荷载不能被地壳弯曲所补偿，随着地形波长的减小，地形——均衡重力异常增大。

从重力异常中减去地形——均衡重力即可得到中国海及邻域的均衡重力异常。由均衡重力异常图可见，太平洋海盆为重力异常较平缓，异常变化为$-20\sim20\times10^{-5}m/s^2$。海沟及海岭处均衡重力异常变化剧烈，海岭及岛弧为正异常区，最大值可达 $130\times10^{-5}m/s^2$；海沟为负异常区，最小值为$-160\times10^{-5}m/s^2$。黄海、渤海及东海海域均衡重力异常平缓，异常幅值在$-30\times10^{-5}m/s^2\sim50\times10^{-5}m/s^2$之间，形态多为北东向和近东西向的条带状，且由东向西逐渐减小。南海海域均衡重力异常较平缓，幅值范围在$-40\sim60\times10^{-5}m/s^2$之间，异常形态以北东向为主。依均衡理论，均衡正异常得岛弧区域地壳应向下调整。而依据现今的大地测量观测结果台湾岛正在上升，表明沿太平洋板块边界分布的岛弧由于受到板块的挤压产生形变、破裂。晚上新世以来受太平洋板块和菲律宾板块近 EW 向俯冲作用的影响，形成了 NWW 项的主压应力场，这种挤压作用至早更新世进一步加强。太平洋板块运动矢量的明显变化，使得西太平洋边缘发生了大地构造和古地理重建组合。NE 向的边缘海盆处则表现出压剪性构造性质，发育了广泛分布的 NWW 向、NW 向和 NE 向平移（走滑）断层和倾滑断层，其切错了一系列 NE 向边缘海盆地基隆起带，破坏了中国东部陆缘及边缘海盆地的完整性。岛弧区域地壳结构和物质成分复杂，反映在重力异常和地壳厚度上为异常复杂、变化剧烈，走向大多为 NE、NW 向。中国海区及邻近区域地震活动的分布，绝大部分集中于日本列岛、琉球群岛、台湾岛和菲律宾群岛得岛弧构造带，不仅震中分布密度大，而且震级高。这也正是均衡重力异常和地壳厚度变化最剧烈的区域，震中位置基本上与重力和地壳厚度梯级带向重合。

本研究由国家自然科学基金（49874016）资助

磁力 ΔT 异常全磁纬变倾角化极

高德章[1] 姚长利[2] 管志宁[2] 薄玉玲[1] 唐 建[1]

(1 上海海洋石油规划设计研究院，上海，200120；2 中国地质大学，北京，100083)

磁力异常的定量反演解释，成熟的方法大部分采用磁力垂直磁化垂直分量，这就需对观测得到的磁力 ΔT 异常进行转换，将斜磁化条件下的磁力场总强度转换为垂直磁化条件下的磁力场垂直分量，此转换过程简称化极。本文主要介绍适用于任何纬度磁力 ΔT 异常变倾角化极的方法技术。

1. 低纬度化极

在极端情况下，即磁赤道附近，地磁倾角等于零，为简化问题，设地磁偏角也等于零，则极坐标系中的化极因子 $H(\gamma,\theta)=-\frac{1}{\cos^2\theta}$，其中 θ 为计算点地理纬度。在 θ 接近 $\pm 90°$ 时，$H(\gamma,\theta)$ 数值很大，计算结果很不稳定，为了取得好的计算结果，我们采用改造化极因子的方法使计算稳定。

A. 压制因子法　化极因子分子部分设计一个在 0 至 1 之间变化的可变函数，在接近磁赤道时使其趋于零，随着磁倾角的变大，此函数也随着变大，当磁倾角达到设定值后，此函数等于 1，使化极因子受到一定的压制。由此设计具如下特征的压制因子 $F(\gamma,\theta)$：$|\theta-\theta_0|\geqslant\alpha_0$ 时，$F(\gamma,\theta)=1$；$|\theta-\theta_0|\leqslant\alpha_0$ 时，$F(\gamma,\theta)<1$；$|\theta-\theta_0|=0$ 时，$F(\gamma,\theta)=0$；其中 $\theta_0=D\pm 90$，D 为地磁场偏角。它只在 $\theta_0\pm\alpha_0$ 的范围内起压制作用，越靠近 θ_0，$F(\gamma,\theta)$ 越小，压制越厉害。

B. 阻尼因子法　对化极因子的分母加一个很小的值，使化极因子变为一个有效值，这个很小的附加值起到了阻尼作用，称为阻尼因子。根据化极因子的特点，可以设计与压制因子相似的函数，在磁赤道附近为一个很小的量，例如等于 0.01，逐步远离磁赤道时，此函数值逐步趋于零，当磁倾角达到设定值后此函数等于零。

2. 变倾角化极

与国内学者采用分带实现变倾角化极方法类似，采用滑动窗口实现变倾角化极。首先对整个研究区磁力 ΔT 异常做付氏正变换，并保留其结果，每个窗口均以此正变换结果为基础进行化极转换，再进行付氏反变换，并且仅保留窗口内的反变换结果。

按研究区采样点位置及采样点的原始观测时间，用 IGRF 计算其磁倾角、磁偏角，然后与研究区磁力 ΔT 异常做网格化方法相同，求取研究区磁倾角、磁偏角的网格数据，三个网格数据必须同时存在，从而进行变倾角化极计算。

3. 低纬度化极的作用角度

针对滑动窗口所处实际位置时的地磁倾角自动判断是否作低纬度化极处理，其作用角度大小（即 α_0）随纬度变化而变化，并且变化是连续的。当滑动窗口中地磁倾角 $|I|\geqslant I_0$ 时，作用角度 α_0 为 0，即阻尼因子或压制因子不起作用，此时可作为中、高纬度化极处理；当 $-I_0\leqslant I\leqslant I_0$ 时，作用角度 α_0 大小按余弦函数规律变化，在 $I=0$ 时，即磁赤道位置，作用角度最大，为 α_{MAX}，此作用规律比较符合实际渐变的情况，计算时需预先确定 α_{MAX} 和 I_0 两个角度参数，其中 α_{MAX} 为最大作用角度，I_0 为采用阻尼或压制因子进行化极的地磁场临界倾角。

4. 全磁纬变倾角化极

前述化极因子的改造与计算点的磁倾角相关，地磁倾角愈小，改造作用愈大，当倾角大于设定值时，改造作用为零，从而使化极因子适用于任何纬度；滑动窗口的设定及快速计算，实现了变倾角化极，两者结合起来便形成一套全磁纬变倾角化极技术。对北纬 0°～6°，东经 118°～122°范围的磁力 ΔT 异常，用上述方法进行化极，取得了较为理想的效果。

渤海地区油气藏烃渗漏蚀变带的地球物理检测

郝天珧[1] 江为为[1] 宋海斌[1] 黄晓霞[2] 刘少华[1] 刘建华[1]

(1 中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101；2 中国科学院遥感应用研究所，北京，100101)

油气藏烃类物质渗漏与磁异常存在相关性。烃类物质的渗漏可以引起近表沉积中的磁性变化而产生可以检测到的磁性异常，因而磁性测量可成为圈划油气区的手段之一。由于来自油气圈闭中的烃类物质向地表逐渐渗漏而在油气藏上方近地表的沉积物中形成了“烃蚀变带”。相对于周围的背景场来说，产生了磁性变化及异常。Robert S. Foote 曾提出用“磁亮点”方法来检测近地表沉积中的烃蚀变带。原理是：烃类物质渗漏所形成的次生蚀变带的矿物组合变化等蚀变效应会引起磁性异常。所以在磁异常数据中，包含着烃渗漏成因的磁异常组份。在数据处理时，人文影响、浅部火山物质以及基底岩石引起的影响都应该排除。只有从基底到地表（海底）这一区间的磁性异常才称为“磁亮点”。

“磁亮点”和油气产区间有十分密切的关系。Foote 等在美国 Oklahoma 州的 Caddo 油田测量、反演“磁亮点”结果并与钻井结果进行对比，在“磁亮点”范围内的钻井有 81.3%是油气井。这表明，磁异常数据在经过处理之后，可以成为与油气相关性的一种标志。根据这样的原理，我们对渤海地区的 1：100 万航磁数据进行了处理，得到了渤海地区的磁亮点结果。为了排除烃蚀变带已形成，而地下的油气藏已渗漏完毕的可能性，采用与遥感异常共同约束以便解决烃渗漏的时间问题的方法。将遥感油气异常与磁亮点异常相互复合，通过条件约束，排除可能存在的多解地区，最终在渤海圈定出 6 个与油气渗漏烃蚀变带有关的异常。检验证实，6 个异常中有 4 个分别与已知的油气田相对应。另外 2 个未知的异常区中的一个异常与后来所报道的 PL19—3 超亿吨大油田对应很好。

依据烃蚀变带产生的次生矿物及其组合会引起磁性变化的原理，对我国某海区 3 口钻井的岩芯、岩屑样品进行了磁化率测量、XRF 测定和镜下矿物鉴定，以追踪烃蚀变带和蚀变矿物组合。测量结果表明：A 井是油井，在含油气层位（2505～2519m）或其层位以下的岩芯磁化率变化并不很大。但是在含油层位的上方的沉积层中，可以观察到样品 26 中的磁化率的明显增高。B 井则更为突出。在 3600～3800m 的层位上出现了高于背景值上百倍的磁化率值(4617)，应是烃蚀变带的位置。由于 B 井的岩石渗透率大于 A 井，因此，磁化率异常值也远高于 A 井。C 井是干井，因而磁化率值很低，不存在烃蚀变带。另外，根据 Foote 提出的参数 MSRI 可以评价含油气性的概念（Foote，1996），MSRI 大致可分为 1～6 个等级，一般 3～6 级的钻井与油气关系密切，相关率可达 80%左右。本次测量的三口井的计算结果表明，A 井应属于第三等级，B 井属第六等级而 C 井属第一等级。三口井的实际情况与下伏岩层的含油气性判断结果完全相符。

同时进行了这 3 口井的 XRF 测量。从矿物组合上看，出现了一些典型的蚀变效应，如大量的碳酸盐化、黄铁矿化及粘土矿化，也出现了许多典型的蚀变矿物。比如：蒙脱石--高岭石组合以及次生碳酸盐矿物组合。根据经验，越靠近蚀变带，蒙脱石的比例越应增加而伊利石的比例越应降低。这些特征都可以在样品中发现。通过镜下鉴定，还发现一些样品中有次生成因的黄铁矿、方解石等。高岭石—蒙脱石组合也显现出远离烃蚀变带重量百分比逐渐减少的特点。伊利石则只在含油气层（2505～2519m）下方（2540m）地层中出现。这一分析结果与样品的磁化率测量结果十分吻合，证明了磁化率异常高值带就是烃蚀变带的位置。

海洋高效电磁法研究

白宜诚　崔益安

（中南大学地球物理勘查新技术研究所，长沙，410083）

世界各国对海洋电磁法的研究起步较晚。虽然有关海洋频率域电磁法的一维结构的求解和模型已相对成熟，二、三维结构的正反演取得大进展，但总体看工作量不很大，都处在实验研究阶段，并以海洋学研究为主，实际应用的还不多。

可控源频率域电磁法采用的是人工场源并可根据需要控制场源的波形、频率范围、输出功率的大小，且可以采用海底发送、海底接收的方式，使海底探测深度可以控制。一般讲海洋可控源电磁测深的频率范围为0.001Hz～100Hz，其探测深度在10km以上。海洋可控源频率域电磁法的特点在于其发送机的激励场源可以控制、发送机可以大功率供电，因而可以大大提高信噪比，提高观测精度，其发送、接收的频率可以根据不同的目标体所需的探测深度选择不同的频率。

采用中南大学何继善院士提出的2^n系列伪随机多频波作为激励场源。基于这一原理，中南大学研制出了海洋电磁频谱测试仪。发送机向介质（海水、海底）同时发送含有多种主频率的伪随机波形电流。接收机在时间同步系统的控制下，完整地采集一个周期或多个周期的信号。在进行IP、SIP法时可完成多种主频率的电位差ΔV的测量；绝对相位Φ的测量；相对相位$\Delta\Phi$的测量；幅频率Fs的测量，并可导出二级参数视电阻率ρ_s。在进行CSAMT法工作时可测量电场分量、与其正交的磁场分量，其数据经微机处理后可得到卡尼亚电阻率等参数。工作方法采用IP法或CSMAT法，并采用拖曳式作业。如：①拖曳式音频大地电磁测深法，其场源可布置在测区附近的海岛或附近的海域上，或放在一只船上面，接收系统由另一只船拖曳着在海底测量。②拖曳式SIP法：其工作方法是接收和发送均放在海底，由船拖曳进行测量。这样可进行连续测量，具有高效、快速的特点，从而形成具有中国特色的海洋频率域电磁法的工作方法。

该仪器在水槽物理模拟中，分别对黄铁矿石、铅锌矿石及石墨标本进行测试。测试装置采用偶极—偶极装置，该装置便于在今后的海上拖曳式作业中被采用。模拟实验结果表明，无论在黄铁矿还是在石墨上均有异常反应，不论这些标本在水中还是在水底都有异常反应。这说明将伪随机多频激电法用于海底IP、SIP测量方法是有效的。水槽物理模拟结果表明在各种岩矿石的偶极—偶极装置的拟断面图曲线形态和陆地所测偶极—偶极装置的拟断面图曲线形态基本一致。因此海底偶极—偶极装置的IP、SIP资料异常定性解释上可以参照陆地的异常定性解释方法进行。

仪器经室内测试后，在某靶场进行了陆地野外实测。该打靶场地形平坦、工业游散电流小，实验内容为IP、SIP及CSAMT法。IP采用偶极—偶极装置，AB=MN=20m，隔离系数分别为n=1、2、3；CSAMT法采用标量测量。通过郊外试验表明仪器性能可靠、观测精度高、工作效率好，特别是SIP及CSAMT法比常规的“变频法”、“奇次谐波法”的工作效率高数倍。

仪器陆地野外实测后在江中进行IP、SIP法拖曳式江底实测试验，试验结果表明，观测数据可靠，所获成果基本上反应了测区的地质情况。证明了该法工作效率高、测量速度快、观测精度高等一系列优点。该仪器在这些研究基础上稍加改进，即可进行海底拖曳式实测。

但由于海洋中的特殊地理环境和气候条件比陆地上复杂得多，对仪器的电气性能、结构强度、防腐蚀、防震措施的要求十分严格。如果进入海洋实测，仪器在机械结构、防腐、防震等机械结构方面尚需改进。此外，电缆的承压及密封、光信号的传输等技术有待进一步研究。

勘查天然气水合物的海洋瞬变电磁法研究

张胜业 杨梅霞

（中国地质大学地球物理系，武汉，430074）

天然气水合物是一种非常重要的天然能源资源，近年来已经引起了国内外众多科研人员的重视，我国国土资源部已着手将勘查天然气水合物作为一个重要的研究领域。当海水超过300米时，天然气水合物在海底浅部几百米的沉积物里是较稳定的。它的底界面在地震反射剖面上具有明显的反映，称为底部反射层（BSR）。然而天然气水合物的上边界在反射地震上却不能清晰地确定，这样天然气水合物的总体积及它的资源价值无法得到。由于天然气水合物是一种绝缘体，电阻率很大，所以使用海洋电磁法来勘查天然气水合物具有较好的物性基础。因此，在天然气水合物的勘查中，可以使用海洋电磁法，并联合地震、测井等资料做出更可靠的综合解释。

瞬变电磁法是电磁法中的一个重要分支，是一种人工源方法，近年来在金属矿勘探、油气田勘探、煤田勘探等方面得到了广泛的应用。用于海洋环境的海洋瞬变电磁法与其它海洋电磁法相比，更适用于海底较浅地层资源的勘查和研究。从目前收集的国外资料来看，用于天然气水合物资源勘查的海洋电磁法资料不多，其研究尚处于起步阶段。

因此，系统地开展勘查天然气水合物的海洋瞬变电磁法理论研究是十分必要的，它既是一个新的前沿研究领域，具有重要的科学研究意义，又具有十分重要的经济和现实意义，其研究成果可为我国应用海洋瞬变电磁法勘查天然气水合物打下了理论和技术基础。

本文主要采用了水平同线电偶极一偶极（ERER）的海洋瞬变电磁装置对含天然气水合物的海底一维层状地层的海洋瞬变电磁响应进行了理论研究。

首先，对海底一维层状地层的瞬变电磁响应进行了正演计算，重点研究了ERER装置的海洋均匀双半空间和层状大地的海洋瞬变电磁响应的计算方法。计算时分别采用了先汉克尔积分，后Gaver-Stehfest逆拉氏变换以及先Gaver-Stehfest变换，后汉克尔积分两种算法，对两种不同的方法做了对比研究，选择了其中的一种方法作为本次研究的主要方法。通过将数值解与解析解的结果对比，表明了该数值解具有较高的精度，证明了程序及算法的正确性。

然后，根据收集到的资料，设计了的海底天然气水合物的一般地电模型，通过阿尔奇公式将天然气水合物的含量与水合物的电导率结合起来，计算了含天然气水合物模型的瞬变电磁响应。通过对该模型的瞬变电磁响应的特征进行分析，提取出可以反映水合物模型电性差异的参数—早期瞬变电磁响应的振幅差 ΔE。通过对多个水合物模型的理论计算，表明了该参数 ΔE 对水合物含量的变化具有较高的灵敏度。

最后，为了根据海底瞬变电磁响应资料能够对天然气水合物进行资源评价，给出了早期瞬变电磁响应的振幅差 ΔE 与天然气水合物含量的关系曲线。在假设其它参数已知的情况下，可以根据实测瞬变电磁响应资料，获得早期瞬变电磁响应的振幅差 ΔE，从而根据 ΔE 估计天然气水合物的含量。为了了解其它因素对瞬变电磁响应的影响，还并对收发距、海水电导率、海水层厚度、水合物层厚度、盖层电导率、盖层厚度等对瞬变电磁响应的影响进行了计算和初步分析，从中得出一些有意义的结沦。

西沙海槽的地壳结构及其热—流变学特征

施小斌 丘学林 吴世敏 周 蒂 张毅祥 夏戡原

（中国科学院南海海洋研究所，广州，510301）

西沙海槽位于18°N附近，呈东西向展布。前人研究表明，西沙海槽是一支与西北次海盆具成因联系的古裂谷，其形成时间很可能早于30Ma. B. P.，而后随西北次海盆扩张的停止而夭折，进入热沉降阶段。为探测海槽及其两侧地壳结构，1996年，中科院南海海洋研究所与德国基尔大学海洋地学研究中心(GEOMAR)合作，在南海北部横跨西沙海槽中段布设10个海底水听仪(OBH)，采集到一条广角地震测线数据。本文简要汇报西沙海槽的地壳速度结构、密度结构以及热—流变学结构特征的研究成果。

1. 地壳速度和密度结构

根据10个海底地震仪记录剖面的震相特征，结合已有多道反射剖面和区域地质资料，用射线追踪方法建立地壳速度结构。结果表明：地壳上部发育有1～4km厚、平均P波速度小于4.2km/s的新生代沉积物，新生代沉积以剖面中部最厚，往两侧减薄。基底面以下P波速度从顶部的5.5～5.6km/s逐渐增加到底部的6.8km/s。莫霍面纵波速度反差强烈，从地壳底部的6.8km/s跳跃到地幔顶部的8.0km/s。莫霍面埋深在两侧大于25km，往中部抬升至15km，地幔P波速度从8.0km/s向深部缓慢增加。根据上述地壳速度结构，利用中德SO49航次的实测重力数据，采用2.5度棱柱体重力模拟方法，对该剖面进行自由空间重力异常拟合。拟合结果表明，沉积体与基底之间的密度差为$320kg \cdot m^{-3}$，与前人根据钻井取样测试得到的新生界与基底的密度差$100～500kg \cdot m^{-3}$一致。岩石圈地幔密度仅为$3190kg \cdot m^{-3}$，比常规的地幔密度略小，反映可能有热、轻的地幔物质上拱。

2. 地壳热—流变结构

地热分析结果表明：地壳热贡献小于地幔热流，海槽中部莫霍面热流高于两侧，达到$58mW \cdot m^{-2}$，等温线在海槽中部微弱上隆，显示海槽区仍存有裂谷的地热特征。莫霍面温度大约在400～680℃之间。"热"岩石圈底界在北部陆坡为70km，南部西沙地块区为78km，海槽中部埋深仅为59km。

岩石圈流变学结构可以分别以线性摩擦破裂准则、岩石稳态蠕变流变定律对其进行一级近似。计算结果表明：流变分层结构存在横向变化。在西沙海槽中部，地壳和地幔顶部连接成统一的脆性层。往海槽南北两侧，地壳中部及下地壳分别出现韧性层，并且随远离海槽而加厚，同时地幔顶部的脆性层逐渐变薄。地幔顶部脆性层的下边界大约在27km附近，相当于650℃等温线。我们还利用代表物质强度更大的"干"性岩石流变参数进行了计算，流变特征与上述基本一致，特别是在海槽中部地壳与地幔顶部不仅连成统一的脆性层，而且范围更宽。

3. 结论

西沙海槽的地壳结构反映出新生代拉张裂谷的特征，海槽两侧的地壳结构相似，南北呈对称分布，没有或很少下地壳底侵，下地壳底部无明显的高速层，与南海北部陆缘的东段有很大的差别。重力异常拟合表明海槽区的地幔密度仅为$3190kg \cdot m^{-3}$，低于正常地幔密度。而热结构计算揭示，研究区深部热流高于地壳热流的贡献量，并且海槽区莫霍面热流高于两侧，表明仍受早期裂谷作用的影响。岩石圈"热"厚度在海槽中心区最小，仅为59km，而向两侧增大。海槽中心区地壳与岩石圈地幔顶部连成统一的脆性层，而往两侧地壳中部和地壳下部出现韧性层，同时地幔顶部脆性层逐渐减薄。这些结果表明西沙海槽仍残留有裂谷特征，是一支已经死亡的裂谷，而海槽中心区的流变结构很可能代表了衰亡裂谷冷却后的岩石圈流变学特征。

水下目标光电成像探测技术

昌彦君 彭复员 朱光喜

(华中科技大学电子与信息工程系，武汉，430074)

水下目标光电成像探测是利用激光和成像设备，进行水下目标探测技术。该技术基于蓝绿激光处于水中的传输“窗口”，通过激光器发射脉冲激光或连续激光，测量由水下目标反射回来的反射源信息，达到对目标的位置、形状和特性的了解。水下光电探测系统可用于水下工程检测，水下环境监测、水下走私监视、海底地貌勘探、海底表层考察、海洋生物研究等海洋开发领域。激光在水中传输时，由于水对光的吸收和散射引起的光学衰减效应、空间效应，使得远距离的目标回波信号非常微弱，因此，有效地克服后向散射是水下激光探测必需解决的关键问题。目前克服水下激光后向散射影响的距离选通技术和视场扫描技术。

激光成像探测系统由激光发射器、成像探测器、延迟发生器(DG535)及其控制板卡组成。激光成像探测系统一般采用 CCD (ICCD) 进行成像，得到的是二维图像信息。当用距离选通技术进行成像探测时，发射系统多采用倍频 Nd：YAG 激光器发射脉冲激光；当用同步扫描技术进行成像探测时，发射系统多采用氩离子激光器发射连续激光。

像增强型的 CCD (ICCD) 是成像探测的核心部件，主要由探测头、控制卡、多功能输入输出盒及软件组成。探测头是一种增强型电耦合器件，由一个 CCD 传感器和一个门控图像增强器组成，可在极微弱的亮度下成像。我们使用 ICCD 的有效像素为 578×385，每个像素尺寸为 $22um^2$，A/D 转换频率最大为 1MHz；像增强阴极直径 18mm，可对 180nm～850nm 波长进行工作，有 10 种增益强度选择，最大为 3800；最小门控时间为 3.8ns；在选通与非选通两种方式下都可工作。控制卡为 PCI 接口，安装在计算机上，并与及多功能输入输出盒相连。用户通过安装在计算机中的相应控制软件对探测头进行控制。多功能输入输出盒用来辅助控制卡输出需要的控制信号，对各仪器之间的信号传输做出相应的转换。

此外，一块专用的 GPIB 卡安装在计算机上并与 DG535 相连，用来实现对 DG535 的微机控制。在 ICCD 软件设置好之后，GPIB 控制卡接收用户设置的门延迟和门宽，对 DG535 发出控制信号。

在实验中，我们主要进行了距离选通成像探测。使用的是调 Q 倍频 Nd：YAG 激光器，在实验中输出波长为 532nm、脉冲宽度 10ns、峰值功率 2MW 的脉冲激光，重复频率为 100 赫兹，激光模式为偏振、低阶模。在距离选通技术中，为保持脉冲激光器与图像信号接收器(ICCD)之间的同步，通过研究，我们在实验中采用了外触发同步方式。实验在长宽深分别为 170m、6m 和 4m 船池进行。水下目标是面积为 $1m^2$ 的正三角铁板中间的黑底白字“E”($0.1m^2$)。实验中，对水下距离 6m 到 23m 范围的目标成功地进行了成像。

和其它声波、电磁波探测方法相比，水下目标光电成像探测其主要优点是，可直接对目标成像且分辨率高，便于直接识别目标。但是，由于应用环境的特殊性使得激光水下目标探测系统的探测距离和识别能力受到限制。如何进一步从系统角度和图像处理角度两方面提高其探测和识别能力是今后需要不断研究的内容。

现代海底热液喷口沿扩张洋脊的等间距分布模型

栾锡武　赵一阳　秦蕴珊

（中国科学院海洋研究所，青岛，266071）

实际观测证实，现代海底热液活动区中往往有多个热液喷口。本文根据实际观测的结果，建立了热液活动模型，从理论上对热液活动区的热液喷口分布特征进行了研究。

根据热液活动的基本特征可以推断，要形成热液活动必需具备三个基本条件，即：热源、流体源和热液通道。关于热液流体的来源问题，现在普遍认为是下渗的海水。关于热液通道的问题，起初认为，热液流体是在岩石孔隙中循环流动的，但 ODP 揭示的海洋地壳 2A 层以下即为致密的岩石，空隙较小；其中达西流体的流速只能在几个厘米每年的量级，难以形成观测到的规模。热液是在地壳裂隙中循环流动的观点已被多数学者承认。重力可以作为力源驱动流体形成循环，但它不会加热流体形成热液，从而热液系统下面必须有一个热源。这个热源一般认为是岩浆热源。

现代海底热液活动区大都沿海底的扩张中心分布，并限于扩张轴的中轴谷中。在普遍发育热液活动的洋中脊中轴谷区，详细的海底观测表明，海底裂隙普遍存在（Wright 等，1995），并沿中轴谷方向延展。在海底扩张背景下建立起的海底热液成因模型一般是：冷的海水沿海底裂隙下渗，被岩浆热源加热后，形成热液返回海底形成我们观测到的热液喷溢。可以看出海底热液活动的形成和海底裂隙关系极为密切，这种海底裂隙在很大程度上控制着海底热液喷口的分布及分布模式。

根据成因的不同，海底裂隙分为多种类型。和海底热液活动相关的海底裂隙为岩浆裂隙。这种裂隙是由岩浆的向上侵入造成的。裂隙的发展方向也是由深部向海底方向传播的。这种裂隙由于是岩浆成因的，所以裂隙的底部一般处于高温的状态。裂隙到达海底后，冷的海水下渗到裂隙中并被加热。海水受热后，首先是相态的变化，即由液态转化为气态，但由于空间所限，汽化的海水并没有多大体积的变化，从而压力会急剧增大。计算知，这个巨大的压力足以破裂裂隙两壁的岩石。破裂的岩石碎屑堆积在裂隙的底部形成一个隔离层。隔离层的出现隔离了高温的岩浆和低温海水的直接接触，从而避免了高温岩浆通过海水的强烈的热散失，也避免了海水沸腾引起的强烈爆发，有利于形成稳定的热液对流。

裂隙中的海水，从隔离层中汲取化学元素并被隔离层加热后，由于热膨胀，通常靠近下面的热液密度小，靠近上面的热液密度大，从而造成密度梯度。这是一种重力不稳定的现象，所以冷流体趋于下沉，而热流体趋于上升，可以形成热对流。

这个动力学过程遵守质量守恒定律，能量守恒定律和动量守恒定律。在一定的初边界条件下，解由质量方程、能量方程和动量方程联立的方程组，可以得到热液流体在裂隙中的运动图象，由解出的结果可以看出，热液流体在沿扩张轴展布的裂隙中可以形成多个对流胞。而沿裂隙在海底表现出的热液活动区则是以 λ 为波长等间距分布的。对于给定的 Ra（Raileigh 数），通常有两个 $2\pi b/\lambda$ 与之对应。在 Ra 较大时，对应的两个波长一个是较大的值，一个是较小的值。在一般的扩张洋脊长度下，在同一个热液活动区中，这个波长值通常只有几十米至上百米，从而表现出热液喷口的等间距分布模式。

国家自然科学基金项目（40006004）和 973 项目（G2000046703）

南海北部陆缘盆地温度与热流结构的不均一性

张 健[1] 宋海斌[2]

(1 中国科学院研究生院，北京，100039；2 中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029)

南海北部大陆边缘是华南大陆和南海海盆两大构造单元之间的过渡带，位于此过渡带上的莺歌海、琼东南、珠江口和北部湾等盆地，是我国具有巨大潜力的海上含油气区。油气区有机质演化受控于盆地热结构和热体制，盆地地热条件不但决定着油气的形成，而且控制着油气的聚集。本文通过对南海北部大陆边缘深部温度和热流结构的计算，将定量探讨莺歌海、琼东南、珠江口和北部湾等盆地热结构的不均一性。

南海北部边缘盆地区大地热流值变化在 60～80mW/m^2 之间。总体上，各盆地地表热流分布向洋盆方向热流值增高。较高热流分布在珠二坳陷及其以南地区、莺歌海盆地东部与琼东南盆地西部、北部湾盆地的涠西南凹陷等构造部位。根据大地热流及莫霍面深度分布，我们分区计算了珠江口盆地、莺—琼盆地（莺歌海盆地东部与琼东南盆地西部）和北部湾盆地莫霍面温度和壳—幔热流构成。

计算表明：①珠江口盆地：莫霍面温度最高达 1000℃左右（盆地西半部），最高温度出现在靠近中央海盆一侧。地壳热流在地表热流中所占的比例在 25%以下，且靠近中央海盆一侧，地壳热流在地表热流中所占比例更小。沿陆缘向中央海盆方向，地壳热流在地表大地热流中所占比例由 25%降低至 15%以下。②莺—琼盆：莫霍面温度在 650～750℃之间，沿 1 号断裂向南、向洋盆一侧温度增高。地壳热流在地表热流中所占的比例在 45%～25%之间。垂直 1 号断裂、由北东向南西方向，地壳热流在地表热流中所占的比例由 45%递减至 30%以下。③北部湾盆地：莫霍面温度在 750℃以下，且由北向南、向海南隆起方向，温度降低。在局部高热流区，莫霍面温度可达 800℃左右．热流构成稳定，盆地内地壳热流在地表热流中所占的比例在 38～42%之间，波动不大。

上述计算结果反映出，南海北部大陆边缘沉积盆地热结构不均一不但受陆缘岩石圈拉伸减薄和裂陷的控制，还受南海扩张过程中深部地幔热物质上涌的影响。在北部陆缘盆地高热流分布区，如珠二坳陷及其以南地区、莺歌海盆地东部与琼东南盆地西部、北部湾盆地的涠西南凹陷等，莫霍面温度远高于居里温度，表明磁性层下界面（居里面）比莫霍界面浅，显然受到地壳减薄拉伸后，深部热作用的控制．而在珠江口盆地、莺歌海盆地东部与琼东南盆地西部，深部莫霍面最高温度均出现在向中央海盆一侧，热流分布明显与岩石圈减薄程度正相关。

壳—幔热流结构表明，除北部湾盆地和莺—琼盆地 1 号断裂东侧（对应海南隆起），地壳热流在地表热流中所占比例不足 30%。或者说，在珠江口盆地和莺歌海盆地，来源于深部的地幔热流比地壳热流贡献大。说明南海北部大陆边缘除北部湾外的高热流区，如珠二坳陷、莺—琼盆地等与地幔底侵、上涌有密切关系。通过对下地壳高速带的分析，可以推测，这些高热流区从新生代至今可能一直是地壳张裂、地幔底侵的活动区。

构造部位也是陆缘盆地热结构不均一的重要因素。莺歌海盆地发育于古红河断裂带上，深部活动热流体导致局部高温异常。北部湾盆地是陆壳基础上的较浅热沉降坳陷，所以地壳热流比例相对高，且稳定。琼东南盆地和珠江口盆地位于洋盆边缘，不但受地幔热作用和地壳向洋一侧伸展拉薄作用强烈，而且由于其地壳内部具分层流变结构，故活动性较强，表现出明显的向洋一侧莫霍面温度增加、地壳热流贡献减少的特点。

本研究由国家自然科学基金（40074022）和国家重点基础研究发展规划项目（G2000047604）联合资助。

现代海底热液喷口的周期喷溢模型

栾锡武　赵一阳　秦蕴珊

（中国科学院海洋研究所，青岛，266071）

在一些扩张洋脊下面，地幔上涌是三维的。轴地壳岩浆房（AMC）孤立存在于扩张洋脊的中轴下。炽热的岩浆由轴地壳岩浆房继续向上迁移，在扩张轴的中轴或轴旁火山上形成火山喷发。热液活动是火山活动结束后的后续过程。

火山喷发在海底形成典型的火山口地形，将火山口地形简化为倒立的锥形，倒立锥形体的顶面为海底面，一般为向下的弯曲面，四周是围岩，底部是通向相地壳岩浆房的通道，其中堆积了大量的岩石碎屑，岩石碎屑的孔隙中充填了海水。火山喷发结束后，堆积其中的岩石碎屑在重力和上覆海水层压力的作用下不断向下沉降。这种沉降过程，一方面封堵了海水和岩石孔隙间海水原有的交换通道，同时在地形和重力的共同作用下在火山口的侧坡上形成一系列裂隙成为海水和岩石孔隙海水交换的新通道。

由于轴地壳岩浆房的存在，可以认为，这个倒立锥形体的底部为恒温面（估计为500～600℃），而倒立锥形体的顶部为恒压面，压力设为20Mpa（水深2000米）。

假定在初始状态时，倒立锥形体中孔隙水的温度为底层海水的温度。由于底部的加热，倒立锥形体中孔隙流体的温度逐步升高。温度的升高。造成孔隙流体体积膨胀，使倒立锥形体的压力升高，其顶面的内外压力出现不平衡。这种压力的不平横造成锥形体内部的热液流体通过裂隙向外溢出，从而形成我们在海底观测到的热液活动。开始阶段，热液膨胀幅度很小，倒立锥形体顶面内外的压差不是很大，热液流体是溢流出海底的。在压力为20Mpa时，当热液流体被加热到300℃时，其密度不到正常海水密度的十分之七。而从370℃开始，随着温度的继续升高。热液流体的密度会急剧下降。在370℃时，热液流体的密度为$0.7\rho_0$，而在410℃时，热液流体的密度下降为$0.2\rho_0$（ρ_0为常温常压下海水的密度）。密度降低意味着体积和压力增大，从而使倒立锥形体顶面内外的压力差很大。锥形体内的热液流体在压力差的作用下，通过火山口侧坡上的裂隙喷出海底，出现较为强烈的热液活动。由于此后温度升高密度变化很小，这种较强烈的热液喷发可以一直维持下去。热液的持续喷发，调整了倒立锥形体顶面内外的压力差，在足够长的时间后，倒立锥形体内的热液通过喷口流出海底，使得内外的压力再次出现平衡。在内压大于外压时，热液是单向从海底裂隙流出的，而没有海水通过裂隙流入倒立锥形体的裂隙中。当顶面内外压力出现平衡时，热液和海水的接触面并不会静止不动，由于热液的温度比海水的温度高很多，密度也低很多，热液和海水的接触面出现很大的密度梯度，这是一种重力不稳定的现象。下面热的流体趋于上升，上面冷的流体趋于下沉，形成热对流。

但这种热对流不会持续进行下去形成稳定的热对流。由于热液和海水的温度差别很大，热液和海水进行对流交换后，一定量的冷海水流入倒立锥形体内部后，使其温度下降，温度的下降意味着密度的再次升高，如果温度降到370℃以下，倒立锥形体内的流体密度出现跃增，短时间内体积缩小很大，压力也降低很大，从而使倒立锥形体顶面内外的压力对比倒转，流体重新出现单向流动。这种冷海水的反向单向流动在持续一段时间以后，倒立锥形体顶面内外的压力会再次出现平衡。由此开始，倒立锥形体内的冷海水会被底部的恒温热源加热，使这种在火山口中的热液活动出现周期性的热液喷发。

很明显，这种热液喷发的周期和倒立锥形体的尺寸有关，也和底部恒温热源的温度有关。

国家自然科学基金（40006004）和973项目（G2000046703）

海洋工程地球物理调查与海底滑坡稳定性分析

张毅祥

（中国科学院南海海洋研究所，广州，510301）

海洋地质灾害主要有地震、海底滑坡和滑塌、泥流、活动沙坡和沙丘、浅层气、浅断层和活动断层、软土和非均一结构的浅地层等等。海洋工程地球物理调查的主要目的就是对海底的地形地貌、浅地层结构等地球物理资料进行分析研究，从中发现海洋地质灾害的现象，并结合区域地质和物理海洋资料对地质灾害发生、发展的可能性进行评价，为海洋工程的设计、施工提供依据。本文通过实测的海底滑坡的地球物理资料，结合浅层土的土工力学性质、区域的物理海洋、区域地质资料，对海底滑坡稳定性进行分析，探讨在内外动力条件发生变化的情况下，该海底滑坡发生滑塌的可能性和对海洋工程的影响。

1. 海底滑坡的地球物理特征

在南海东北部，海底滑坡一般发生在大陆架与大陆坡的坡折处，水深在 150～1200m 之间，海底坡度一般大于 3°；浅地层结构比较复杂，30m 以浅的地层，一般有 2～3 层结构，表层一般为细一中粒砂，第二层一般为粘土质粉砂，而且这些地层都裸露在坡折处，形成一个断面。

2. 影响海底滑坡稳定性的因素

内因：地形和海底滑坡的浅地层结构以及沉积物的类型，物理性质，固结程度及力学性质等。

外因：即外动力影响因素，包括地震、波浪、海流等。

3. 内动力作用下的滑坡稳定性分析

在分析动力作用下的滑坡稳定性时，假定海底研究站位土体为均质各向同性，斜动面为平行于海底的平面。取海底某一单元体，对砂性土（非粘性土）滑坡和粘性土滑坡分别按无限土坡稳定性理论分析，考虑到抗斜应力，斜动应力等因素和单元的重力、土的浮容重、斜动面深度、坡角、土的内摩擦角等参数，计算了稳定系数。

4. 在外动力作用下的海底滑坡稳定性分析

外动力对滑坡稳定性的影响实质是一种力的作用，迭加在重力作用产生的斜动应力，共同起作用。分析方法类似于重力作用下的粘性土及非粘土的滑坡稳定性分析。在分析时考虑到地震作用（土的容重水下为饱和容量、海底最大振动加速度、烈度、重力加速度和校正系数等）；波浪作用（海水的密度、重力加速度、水深 h 处的波高和波长等）；海流作用（剪应力、拖曳系数、海水密度、底流平均速度、标准底流流速等）

5. 一个研究实例

根据以上内动力和外动力作用下的海底滑坡稳定性分析的方法，对南海东北部的一个海底滑坡的实测地球物理资料进行了分析。该海底滑坡位于大陆架与大陆坡的坡折处，水深在 180m 左右，海底坡度 3.5°；浅地层分两层，上层为中一粗粒砂，厚 15m；下层为粘土质粉砂，厚 10m；两套地层都裸露在滑坡处，形成一个断面。根据这些资料选取了滑动面深度、坡角等参数；利用该海区已有的表层土物理和力学性质测定的数据，对上层土选用了单元的浮容重、容重、水容重和内摩擦角等参数；根据该区的区域天然地震记录，计算了该区的地震系数；根据该区百年一遇的特大波浪资料，计算了该水深处的最大附加压力；同时，该区的最大海流及其与滑坡体的夹角，计算了海流作用下的剪应力、拖曳系数等参数。用这些参数分别计算了在重力作用下、在重力和地震共同作用下以及在重力、地震和波浪海流共同作用下的安全系数。结果表明，在重力作用下该滑坡是稳定的；在发生大于 5 级地震时，该滑坡趋向于不稳定；在百年一遇特大波浪的情况下，该滑坡也趋向于不稳定。

南极海冰区物理特征与气候

康建成 刘雷保 谭德军

（中国极地研究所，上海，200129）

南极海冰区是一个重要的物理和生物地球化学相互作用的地区，对全球海洋、大气、气候环境有重要的影响。

1. 南极海冰区物理特征及冰/气/海相互作用

（1）海冰区的反射率

海冰表面的反照率大大高于海面，影响海洋表层对太阳辐射能量的吸收，改变大洋表面的辐射平衡和能量平衡。近几年对东南极海冰区的观测表明，无海冰覆盖的海面反照率约为7%，初生的油脂冰的反射率为9%；当年的灰色冰，无雪盖时的反射率为25%，表面雪盖小于3cm时反射率可上升到52%，大于3cm时，反射率猛增到70%；厚度>70cm的一年冰，有新雪覆盖的话，反照率可以达到85%。

（2）海冰区海洋与大气之间的热传导

海冰形成了大洋表面的盖层，阻碍了大气与海洋表层之间的热量和水汽交换。观测表明，冬季海冰覆盖区，海洋向大气的能量传输可比无海冰覆盖区低达两个数量级。

观测还发现，在南极冬季，海冰区内的冰间水域，可以对海洋、大气的热量和水汽交换产生重要的影响。这是由于冬季大气、海洋之间的温度梯度增大，促使大量的热量从冰间水域进入大气，但热传导与冰间水域的面积之间并不呈简单的线性关系。当冰间水域达4成时，从海洋进入低层大气的热通量与开阔水域就差别很小了。

（3）海冰冻融过程影响着大洋温、盐流的形成和强度，影响着大洋深层水

海冰在低于0℃的水温中冻结形成。通常海水盐度为35‰时，海冰形成的温度为－1.9℃。海冰形成时，冰晶为纯水，盐份被排除，使周围海水的盐度和密度增加。对东南极海冰区（60°～150°E）海冰生长季节成冰量的概算，海冰生长期排盐量可达9.41×10^{13}kg。盐份的排泻启动了向下的传输，促成了深部大洋水与表层水的混合。这个过程对南极高密度底层水的形成和把营养盐带到上层也很重要。

（4）海冰对南大洋和南极大陆气象、气候有重要的影响

模拟研究表明，海冰范围的减小将对南极的气候产生重要的影响。另外，伴随海冰冻融过程的放热和吸热过程，延迟了区域极值温度的出现，延缓了区域季节温度的变化。

2. 南极海冰与全球变化

（1）南极区是影响季节和年际全球气候环境变化的重要区域，是全球气候环境变化的敏感区

南极海冰区的面积随季节变化，从夏末最小（约为$3.5\times10^{6}km^{2}$）到晚冬最大（约$19\times10^{6}km^{2}$），范围从东南极大陆沿岸到南纬55度（在部分经度区）。整个南极海冰带，除在Weddell海西部和Bellingshausen海、Amundsen海的沿岸有成片的多年海冰外，大多数地区是一年内生消的季节性海冰，海冰的厚度较薄，小于1米，与多年冰比较，含盐度较高。

南极海冰区的季节性变化幅度达$15\sim16\times10^{6}km^{2}$，大于北冰洋海冰区的面积和整个南极大陆冰盖的面积。因此，如果说，南极大陆冰盖对全球气候环境有一个长期的、较稳定的影响；出于上述海冰物理特征及与大气/海洋的作用关系，南极海冰区的变化则能对季节和年际全球气候环境产生重要影响，与大气、海洋环境变化有更直接、敏感的对应关系。

（2）南极海冰区多年变化及与气候变化的关系

就多年来不同季节整个南极海冰范围变化进行对比，面积变化最大的出现在冬季，最小的在夏季，这与北冰洋海冰区多年的变化正好相反。多年的资料对比，冬季只在南极半岛的顶端个别年份无海冰覆盖，而夏季只在Weddell海西部和Bellingshausen海、Amundsen海的沿岸有连续的海冰覆盖。

渤海周缘千米桥地区综合地球物理解释

刘丽峰　郝天珧　江为为

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101）

千米桥地区位于黄骅坳陷的次凹——板桥凹陷内，西界是沧东断层、东临渤海。近年来，在大港千米桥地区大型古潜山油气藏的发现，为我国深层油气勘探开创了新领域。本文遵循沉积盆地的综合地质地球物理的研究思路，运用重力、磁力、地震方法、通过正反演和综合地质解释，阐明沉积层和沉积层的内部构造和沉积建造，并提供基底内幕的信息，揭示沉降作用及深部构造对沉降作用的制约关系。

在深部界面的研究中，以渤海湾盆地作为研究背景场。利用布格重力异常值反演计算莫霍面的深度，用磁异常值反演求居里面的分布。在剖面的地质—地球物理解释过程中，初始模型来源于对地震资料，并应用地震、重磁资料进行联合正反演解释。在剖面上读出各密度层的角点坐标和相应的密度规律，应用二度半体重磁正反演解释程序，完成上述计算。在反演的过程中，在求解方程组时，为了保证求解的稳定性，选用广义逆的分解方法。岩石物性特征决定了所建立的物理模型描述地质现象的近似程度和对地质问题的解决程度。本区的物性参数来自以往的实测资料，由于在潜山构造带上采测的钻孔密度标本因受多期的风化剥蚀作用，不能真实反映中、古生界的地层密度特征，为掌握测区的岩石密度特征，主要搜集并整理了测区及外围的钻孔密度测井和声波测井资料以及弹性波速度资料，由此统计和整理了各地层的密度资料。

区域资料解释表明华北地壳和上地幔物质组成有很大的非均匀性。根据地壳速度纵向分布状况，地壳结构大致可划分为上部地壳、中部地壳和下部地壳。造盆作用与造山作用主要发生在上部地壳。中部地壳由部分熔融的花岗岩或混合岩类物质组成，下部地壳的上部为偏中性的岩浆岩类，下部含较多的超基性岩。

区域重力场特征为：渤海湾盆地重力场总特征为东高西低，东部为＋20GA～＋40GA，西部为－140GA～－160GA，即由东西向呈区域性递减。黄骅坳陷的重力场走向是NNE向，位于整个渤海湾盆地的重力低值区。扣除沉积层的重力效应后，异常在整个盆地呈现为平稳的正布格重力异常区，反映了莫霍面上隆的影响。千米桥地区位于北大港构造带西北的板桥凹陷中，重力场走向北北东，主要受西界沧东断层和坳陷内北北东向断裂的影响。

区域磁场特征为：在太行山以东磁场为近于等轴状的正负异常相间分布区，走向以北北东向为主，单个区域异常规模大，磁场强度为±100nT～±200nT。黄骅凹陷表现为宽大的高值正磁异常与宽缓的弱负磁场区交替分布，走向以NE向为主，局部呈SN向，正异常高达300nT，负异常在0～100nT之间。

剖面的综合解释：剖面穿过千米桥地区，垂直于区内构造的走向，全长50km。表现为受逆掩推覆作用控制的“古潜山”。剖面布格重力异常值由西向东逐渐变小，由正异常变为负异常。推测由于沉积层的厚度向东部海区变厚，而地壳厚度向东部海区减小的原因造成。区内存在七个明显的密度界面。第四系分布广泛，厚度变化不大，密度值在1.90～2.10g/cm^{3}之间；上第三系明化镇组和馆陶组地层稳定，密度值为2.15～2.12g/cm^3；东营组地层密度为2.25～2.30g/cm^3；沙一段地层的密度为2.32～2.37g/cm^3；沙二段和沙三段密度十分接近，可视为同密度层，值在2.40～2.45g/cm^3；中生界地层的密度为2.49～2.58g/cm^3；上古生界地层的密度为2.56～2.65g/cm^3；下古生界的密度值在2.71g/cm^{3}左右。由于古潜山曾长期暴露地表遭受风化，因此以溶蚀成因为主的各类次生储集空间发育，只要油源充沛，常可形成大型或特大型油气田。

10. 中国巨灾综合预测与中国环境变异

中国8级大震时间预测问题讨论

郭增建[1,2] 韩延本[1] 吴瑾冰[2]

(1 中国科学院国家天文观测中心，北京，100012；2 中国地震局兰州地震研究所，兰州，730000)

对于八级大震的发生时间，我们拟用三性法并针对华北——鄂尔多斯地区（指鄂尔多斯边缘地带）和青藏高原地区（包括云南）来讨论。

所谓三性法，就是大震发生时间序列中的周期性，倍周期性和黄金分割性。用公式表示为：$T_E=T_0+nT+t_1+t_2$。式中n＝0，1，2，……；T_E 为所预测8级大震发生的年份；T_0 为预测的起算年份，以某次特大地震的年份起算；T为由起算大震后所经历的固定周期；t_1 和 t_2 分别为该固定周期T的长段黄金分割段和短段黄金分割段：即 $T=t_1+t_2$。$t_1=0.618T$，$t_2=0.382T$。由求 T_E 的公式可知，如果某大震落在起算地震之后的整数周期上，则 t_1 和 t_2 为零。在起算大震之后可能有一系列大震，则可由先一个求后一个，再由后一个求更后一个。这种作法可称其为链式算法；如果由起算大震按若干周期直接求后面某次大震的发生年份，可称为直跨算法。对于本文来讲，T＝60年，这是因为中国8级大震的位置与地球自转有一定关系，地球自转周期谱中准60年周期很显著。$t_1=37$ 年，$t_2=23$ 年。下面我们以1556年陕西关中 $8\frac{1}{4}$ 级大震的发生年份和1883年9月6日云南嵩明8级大震的发生年份分别作为起算年份，来推求华北——鄂尔多斯地区和青藏高原地区8级大震的发生年份。

1. 华北——鄂尔多斯地区

这个地区400年来共发生了8次8级大震，即1556年1月23日陕西关中 $8\frac{1}{4}$ 级大震、1654年7月21日甘肃天水8级大震、1668年7月25日山东郯城 $8\frac{1}{2}$ 级大震、1679年河北三河平谷8级大震、1739年1月3日宁夏银川——平罗8级大震、1879年7月1日甘肃武都——文县8级地震、1920年12月16日海原8.5级大震和1976年7月28日河北唐山8级大震（中国定为7.8级，美国定为8级）。对这一系列大震以1556年大震为起算地震年份。用链式算法其所得后继发生8级大震的年份与实际地震年份误差分别为1年、2年、0年、3年、4年、4年。用直跨式算法其误差分别为3年、3年、0年、4年、0年、4年。这就是说最大误差为4年，这对跨时较长的8级大震来说，4年的误差是可以接受的。在以上讨论中，鄂尔多斯——华北地区共有6次8级大震符合以1556年大震年份起算的三性法算式，但1668年7月25日山东郯城——莒州 $8\frac{1}{2}$ 级大震不符合。我们认为这可能是全球地震活动的14年周期影响的结果。14年周期已被林长佑和吴佳翼发现了。对于今后的预测来说，用链式算法为：1976＋37＝2013年。用直跨算法为：1556＋420＋37＝2013年。所以我们预计在2013年和其前后华北——鄂尔多斯地区可能会发生8级大震。

2. 青藏高原地区

这个地区位于中国南北地震带西边以及阿尔金山、祁连山与喜马拉雅山之间，由于文化开发较晚，8级大震资料的起算时间以1833年9月6日云南嵩明8级大震为准，并由三性法算式求其后继8级大震，即1927年5月23日甘肃古浪8级大震、1950年8月15日西藏墨脱8.5级大震和1951年11月18日西藏当雄8级地震的发生年份。计算结果的误差分别为3年、0年和2年。至于1833年云南嵩明大震的发生年份如何求，我们可取1411年当雄附近的8级大震来求，青藏高原大部分开化较晚，但1411年大震发生于藏传佛教寺院附近，故有局部记载，即：1411＋7×60＝1831年。这个时间与1833年嵩明8级大震实际发生年份只差2年。如果我们按三性法对今后进行预测，最先遇到的一个发震时间点为：1951＋60＝2011年。预计在2011年及其前后青藏高原可能会发生8级大震。

本研究由国家自然科学基金19973011号项目资助

中国 8 级大震地点预测问题讨论

郭增建[1,2] 韩延本[1] 吴瑾冰[2]

（1 中国科学院国家天文观测中心，北京，100012；2 中国地震局兰州地震研究所，兰州，730000）

在刚刚过去的 20 世纪中，中国境内曾发生过 10 次 8 级和 8 级以上的地震（以下统称 8 级）。如果上述情况在 21 世纪重演的话，将严重威胁我国人民生命财产安全，对中国社会可持续发展带来巨大的影响，因此对 8 级大震的预报问题进行讨论是十分必要的。

1. 8 级大震发生的地球动力学条件

根据我们的研究，中国 8 级地震主要发生在符合以下两个地球动力学条件的地方。一个是在中国的四个纬圈地带上，一个是在较大的稳定地块的边缘。下面分别介绍这两个发生 8 级大震的地球动力学条件。

(1) 沿四个纬圈带 即 40 度纬带、35 度纬带、30 度纬带和北回归线纬度带。台湾东侧 20 世纪发生的 1920 年 8 级大震和 1972 年 8 级大震也在北回归线纬圈附近。

(2) 沿稳定地块边缘带 稳定的地块大者如菲律宾板块，小者如鄂尔多斯地块和准葛尔地块以及塔里木——阿拉善地块等，另外还有几千年地震史料证明不活跃的华南地块以及蒙满地块等。有不少 8 级大震既位于四个纬带上，又重合于稳定地块的边缘。

上述纬向带和巨大稳定地块的边缘带，它们的运动牵及地球深部，相对构造运动强烈，一旦某段被锁住就必然是具有较大的锁住体积，这就满足 8 级大震的震源体积条件。

关于中国的四个纬向地震带我们是根据三层模式来讨论其成因的，即脆性的上岩石圈孕震，近于塑性的下岩石圈中剪切蠕滑线从上岩石圈中的活动断层下面路过时扭曲该活动断层形成凹凸不平而孕震，岩石圈下面的软流圈在地球自转时各纬度线速度不同而形成的较差运动可对下岩石圈中的剪切蠕滑线有贡献。这就是中国纬向地震带的成因解释。另外上述四个纬带中，35 度纬带还重合于地球自转形成的隆起与下陷交界线以及日月引潮力长期项中隆起与下陷的交界线。北回归线也重合于日月同纬引潮力迭加的最北边界线。这种重合更使地球自转形成的较差运动在纬向地震带形成中作用显著。

2. 如何进一步寻找 8 级大震发生的地点

对于 8 级大震发生的地点，我们曾按照过去的震例研究，得出以下三条准则，供今后在寻找 8 级大震位置时作参考。

(1) 符合立交模式且立交持时达 150 年以上者。其震级计算公式为：$Ms = 5.06 + 1.308 \lg T$。这是秦保燕按立交模式的规定得到的统计公式。式中 T 是立交持时，以年为单位。按照立交模式，如与区域主压应力方向夹 45 度角的 6 级以上地震震中迁移线与活动构造相交的地方，即为大震发生的地方。如果已发生的 6 级地震只有一个，则因活动构造的方向已知，区域主压应力方向也已知，由震中向活动构造方向作垂线，其相交地方可视为未来发生大震的地点。

(2) 地震活动空区持时达 150 年以上的地方是未来可能发生 8 级地震的地方。空区持时与震级的关系式为：$Ms = 1.55 \lg T + 4.6$。式中 T 为空区持时，以年为单位。这个公式与上式计算结果基本相同。因立交开始致锁后即开始形成地震空区。

(3) 构造分段之长达 170 公里以上者。8 级大震发生须在具备一定地球动力学条件的地区，在这些地区可进行活动构造分段。构造分段的地点有构造破碎区，高温塑性区，富含流体区，刚发生过大震历时不长的地区以及蠕滑断层段等。构造分段的段长 L 与震级的关系式为：$Ms = 3.3 + 2.1 \lg L$。式中 L 以公里为单位。以上构造分段地方本身就是大震发生地点。

本研究由国家自然科学基金 19973011 项目资助

21世纪焦点问题思考
——中国西部荒漠化巨灾与生态环境变异

耿庆国[1]　耿大立[2]

(1 中国地震局信息中心，北京，100045；2 农业部外经中心，北京，100026)

居安思危，有备无患。作为直接从事天灾综合预测研究的地球物理科学工作者，有责任大声疾呼，唤起国人对中国西部荒漠化巨灾及其造成的生态环境变异，继续予以高度正视和警醒，切不可掉以轻心，忘乎所以。

无可否认，为了生存，中国西部在过去20世纪近半个世纪里对自然环境实施了无序的利用和过度的开垦。时至今日，降低农业人口比例、退耕还林，势在必行，不可逆转。

我们必须清醒认识到，由于荒漠化巨灾的危害和威胁，中国西部的生态环境系统已经十分脆弱，如不高度重视生态与环境建设，继续以牺牲生态环境作为代价，使西部大开发再度变成了大开荒、大开采、大开矿，对生态环境再一次造成新的大破坏和大污染，其后果将是灾难性的和不可恢复的。

被划人国家西部大开发范围的12个省、直辖市、自治区，国土面积超过中国中部和东部地区的总和，荒漠化、水土流失、草场退化，使得这里成为中国生态环境最为恶劣的地区。

恶劣的生态环境成为影响和制约中国西部地区经济社会发展的主要因素之一。长期以来中国西部地区的经济增长率远低于中国东部和中部地区；进而造成中国西部与东部相比，人民生活水平的差距日渐加大。中国西部地区的生态恶化，不仅威胁到了整个国家的生态安全，也威胁到了整个国家的社会安全。

仅列举一些与中国西部有关的数字：全国水土流失面积367万平方公里中，西部约占70%沙漠化面积262万平方公里，基本集中在西部；全国15度到25度的坡耕地1.9亿亩，25度以上的陡坡耕地9100万亩，70%以上在西部；每年因西部水土流失涌入长江、黄河的泥沙量达20多亿吨；中国的西北地区是全球现代沙尘暴高发区之一。

中国西北最大的问题是水。中国西部开发最关键的问题是水。一个是解决找水，一个是解决节水。比如宁夏、甘肃的水窖，比如退耕还草还林、上游涵养，都有许多具体的办法。从长远来说，中国西部开发与解决中国水资源的分布问题密切相关，而较为妥善的解决办法，就是完成南水北调。

治理西部，西部开发注意的要点，首先一定是在可持续上，否则都是图一时之快。中国西部的可持续开发，只能是人、社会环境、人文环境、社会经济和谐的发展过程，而过去搞过的嵌入式开发则是不和谐的，也是不成功的。

必须强调指出，由于历史造成的工业规划布局不合理、调控措施力度不够、国人环保意识不强和自然灾害等原因导致的环境污染，使国内每年因此造成的损失高达2830亿元。特别是，生态环境破坏和自然灾害带来的损失最为严重，达到2000亿元。其中，国内森林覆盖率已由50年前的30%左右，下降至现在的不足14%，草原退化严重。与此同时，城镇建设用地却还在以每年侵占150万公顷的速度在发展。

久经忧患的伟大中华民族，应当在21世纪获得全面的伟大复兴。只有可持续发展才是真正的硬道理。中国西部的开发任重而道远。

对 2000 年我国北方持续大旱和高温酷暑的预测与实况检验

耿庆国

（中国地震局信息中心，北京，100045）

（1）2000 年 3 月 9 日，依据孕震过程中的气象效应及地气耦合机制原理，本人提出预测："2000 年 1～8 月中旬，华北、西北大部分省区，春夏连旱，部分山区人畜饮水困难。6 月下旬～8 月上旬，盛夏酷暑。密云、官厅水库蓄水量明显不足"。（见《2000 年中国天灾预测黄皮书》P37）

（2）2000 年 3 月 20 日，在中国国际减灾十年委员会办公室召集的"2000 年我国重大自然灾害预测会议"上，我代表中国地球物理学会天灾预测专业委员会在预测意见中强调："2000 年 1～8 月中旬，我国华北、西北和东北南部，尤其是华北地区，将出现大旱局面和高温酷暑"。"2000 年春季，华北地区（特别是首都圈地区）多沙尘暴"。

（3）2000 年 4 月 27 日，中国地球物理学会天灾预测专业委员会在《2000 年中国重大天灾综合预测意见》中，提出"预测 2000 年我国夏季气象灾害的主要形势大体是：南涝北旱"。"华北、西北和东北南部，尤其是华北地区，2000 年 5 月至 7 月，可能继续出现大旱局面和高温酷暑。但 8 月下旬至 9 月上旬，京津附近地区又有出现大暴雨的可能。因此需要高度重视对北方地区今夏持续干旱和高温酷暑的防范，又要注意部分地区干旱酷暑后又可能发生洪涝的防抗准备"。

（4）2000 年 7 月 6 日，中国地球物理学会天灾预测专业委员会在《对当前我国重大天灾综合预测意见》中，提出："华北、西北和东北南部，尤其是华北地区，继 1999 年大旱年后，2000 年春夏连旱，从现在起至 8 月中旬末，继续出现大旱局面和高温酷暑。特别是北京至石家庄地区，是全国高温酷暑中心区之一。预计 7 月 12 日至 19 日，7 月 26 日至 8 月 1 日，8 月 7 日至 8 月 11 日，8 月下旬前期，是高温酷暑时段。当前要在确保人畜安全用水和节约用水，确保密云、官厅水库水源净化，妥善解决好城市和农村饮用水供给问题。确保电力供应。注意防蝗，防疫病，防火和防暑降温工作"。

（5）2000 年实际情况表明，中国地球物理学会天灾预测专业委员会对"2000 年中国华北、西北和东北南部，尤其是华北地区可能继续出现大旱局面和高温酷暑"的预测意见是正确的，合乎实际的。

①2000 年汛期，华北大部、东北大部和西北部分地区持续出现大旱局面。必须指出，2000 年我国华北及渤海地区大旱。这是继 1972 年华北及渤海地区出现几十年不遇的特大干旱年份之后的又一个特大干旱年份。

②2000 年 7 月，中国北方城市供水紧张，100 个城市被迫限水。国家防总办公室 2000 年 7 月 20 日发布信息说，我国北方地区的春夏连旱已经给城市供水带来严重影响，出现供水紧张局面的城市不断增加，已有 100 多个县级以上城市被迫限时限量供水。

③2000 年夏季，华北、东北、西北等地区持续高温酷暑。

2000 年 7 月中旬华北大部、东北西部及西北部分地区达 38～40℃，冀东北、辽西的局部地区达 40～44℃，其中承德达 43.3℃；一些地区日最高气温创下了近 40 年或 50 年来同期的最高记录。2000 年 7 月我国北方地区高温酷暑范围之广、持续时间之长，为新中国建国以来同期所罕见。

特大自然灾害预测研究的新思维、新方法

任振球

（中国气象科学研究院，北京，100081）

地球科学及其圈层，尤其是各种特大自然灾害，均属于复杂系统。因而必然给其研究方法带来一些独特的问题。过去一些基于简单系统研究而得到的传统理论和常规方法，在此类复杂系统面前，往往显示了局限性，甚至处于无能为力的境地。本文试图依据国内天地生综合研究和天灾预测的非常规方法的实践，探讨此类复杂系统研究的一些新思维和新方法。

1. 整体研究

整体观是中国传统文化中最重要的精髓。一些外国科学家在讨论 21 世纪世界科学中心将在哪里时，认为有可能转移到中国。其主要理由是中国人有着特有的注重整体性和随机性的思维方式，这正是当代科技发展所迫切需要而西方科学所缺少的。国内天灾预测研究的一个重要特点，就是注重从整体上进行研究。一是在成因分析时，注意采取全方位的分析研究。例如我们在探索突发性的特大自然灾害的触发因子时，将各种可能影响的各种因子，包括大气内部、地球物理和天文等各种因子，全都拿来研究，通过逐步筛选，最后才发现只有以月亮为主的非经典引潮力共振的异常叠加，并在内部条件基本具备情况下，方可触发各种特大自然灾害的发生。又如在研究当代气候变暖的成因时，全面考察各种自然因子和人类活动的可能联系，得到大气 CO_2 浓度和天文因素两者都很重要的结论。二是在寻找地震前兆信号时，不受常规方法的束缚进行探索。例如李均之全方位探索了各种可能反映临震的手段，通过实践考验，迄今保留了 13 种手段，发现次声波异常、地应力突跳和虎皮鹦鹉跳跃异常 3 种较好的临震手段。三是在预测时，尽可能采取多手段、内外因耦合的方法。

2. 注重提取原始信息

不拘泥于传统理论和传统做法，从大量资料中提取反映异常变化的原始信息。翁文波采取不同于一般统计和傅里叶分析的方法，创立的可公度性和浮动频率就是力求提取原始信息本来面目的典型例子。迄今已发现的临震信号，包括次声波、地磁、电磁波和重力等，与常规观测的频段不同，均在几赫到 0.00 几赫之间。孙威侧重提取全息的原始信息，结果发现了可预测 24 小时以内的临震信号。强祖基提取了反映短临地震的卫星云图动态信息。耿庆国、曾小平等从交叉领域得到旱震关系、地磁异常与洪涝关系等。

3. 关于量级小问题

提出了在自然界的复杂系统中，存在一种严格准平衡态，即其平衡条件是由两个大量或由多个大量组成。在此种条件下，推动物质运动的并非组成平衡的大量本身，而是其平衡后的微小偏差。在大气垂直方向和固体地球内部，还有可能存在多级平衡。此外，在地球系统中，需要注意外来小量通过内部正反馈的放大机制。例如，非经典引潮力共振通过触发水汽潜热释放，导致特大暴雨发生和台风突然加强；地球自转速率变化通过板块在其边缘某个部位产生应力集中，为地震孕育累积能量；固体潮有可能通过触发溃汁气体释放巨大能量，引发森林大火、火山爆发或地震等等。

4. 非线性的本质

对于非线性现象，不宜首先看成是个数学问题，而应首先作为一个物理问题。特定的非线性问题，一定有其特定的物理原因（或其他原因）。关键在于运用整体观方法论，结合高科技手段，全力找出其特定的原因，然后用某种数学形式加以描写。有必要探索和研制内外因耦合和三维地转平衡的既可描写线性过程又能描写非线性过程的全球大气环流和特大暴雨的创新模式。

翁文波院士的发震时间公式

李均之

（北京工业大学地震预报研究室，北京，100022）

本文介绍已故著名天灾预测专家翁文波院士发明地震发震时间公式的背景、公式各项的意义以及如何正确使用等问题。

翁老在晚年仍然不懈地探索天灾预测的奥秘。北京密云县农民赵福隆运用天干地支方法预测天气变化，翁老曾多次与他讨论预测问题。有一次，赵先生提出我国北方地区的大地震多发生在干支日历中的白蜡金日。翁老为此向我询问，我告诉他干支日历中的庚辰日和辛巳日称为白蜡金日，干支呐音歌诀中有“庚辰辛巳白蜡金”的说法。根据赵先生的发现，我查询了近些年来华北地区发生的大地震：1966年3月22日（农历三月初一，庚辰日）河北宁晋7.2级地震、1975年2月4日（农历腊月廿四立春，辛巳日）辽宁海城7.3级地震、1976年7月28日（农历七月初二，辛巳日）河北唐山7.8级地震都发生在白蜡金日。同时，我发现1990年北京市发生的三次有感地震（5月23日昌平县小汤山4.3级、7月21日延庆县大海坨山5.4级、9月22日昌平县小汤山4.5级），时间间隔为59天和63天，分别发生在白蜡金日之后的第7天、第6天和第9天。我将上述情况向翁老做了汇报，他立即归纳出华北地区的发震时间公式：$y=1966.2396+0.164275i$ 式中：y代表发震时间，以十进制的小数形式表示年份，i为整数。考虑闰年与平年的差异，每年的天数取365.2422日，月平均天数为365.2422日/12月＝30.44日/月。公式以1966年3月22日河北宁晋7.2级地震为起始时间，当i为0时，3月22日应为0.2269，考虑到1990年北京的3次有感地震是在白蜡金日后9天内发生的，将公式右边的第一项修正为1966.2396。根据干支纪历60天为一个周期的规律，即每隔60天出现两个同名日，这样公式右边的第二项就是60日/365.2422日＝0.164275。翁老将上式称为白蜡金序列。

用上式计算河北宁晋7.2级地震、辽宁海城7.3级地震，河北唐山7.8级和1990年北京发生的三次4级以上有感地震的发震时间与实际发震时间对比如表所示。

地震预测与实况对照表

计算发震时间		实际发生的地震			误差（天）
i	y	发震时间	震级	地点	
0	1966.03.26	1966.03.22	7.2	河北宁晋	4
54	1975.02.09	1975.02.04	7.3	辽宁海城	5
63	1978.08.02	1976.07.28	7.8	河北唐山	5
147	1990.05.19	1990.05.23	4.3	北京昌平	4
148	1990.07.18	1990.07.21	5.4	北京延庆	3
149	1990.09.17	1990.09.22	4.5	北京昌平	5

用发震时间公式计算出的发震时间与实际时间误差在5天之内。1996年初，我按照上述公式做出如下计算：当i＝187时，则有发震时间1996年12月15日。果然，1996年12月16日在北京顺义发生了4.4级有感地震，计算与实际发震时间仅相差1天。根据翁老发震时间公式的含义，在有干支纪历的万年历上白蜡金日的具体日期都可查到，这个日期及以后的9天内是可能的发震时间，注意这个时间段并结合其它观测手段的异常状况就有可能对北京地区以及华北地区的地震做出临震预测。

多学科多种方法对中国西部地区地震综合预测初步实验

白志强　李均之

（北京工业大学地震预报研究室，北京，100022）

中国西部地区包括陕、甘、宁、蒙、川、渝、黔、桂、滇、藏、青、新十二个省、市和自治区，土地面积占全国国土面积的56%，目前人口约占全国人口总数的23%。西部地区是我国强地震灾害多发地区，根据有关历史资料，在过去的二十世纪这一百年里，我国总计100余次大于M_s7级的地震中有50次以上发生在该地区，特别是大于M_s8级的超强地震多集中于此。随着西部开发不断深入，对该地区进行比较准确地临震预测已提上议事日程。多年来，我们北京工业大学地震研究室在这方面开展了一些工作。

我研究室经过二十多年的研究与实践发现，任何一种地震前兆观测方法都存在非震异常，都有不完善的方面，因此仅依靠传统的、单一的地震预测方法解决地震预报这一世界性科学难题是不容易实现的。近几年来，我们与气象科学研究院的任振球研究员等地震专家合作，进行了一些有益的尝试。我们在地震预测实践中，采用多学科多种观测手段交叉研究分析的新途径，结合多种观测方法的异常状况，在临震前预测发震时间、震级及地点。目前，我们采用的十几种观测及计算方法有：次声波、地电脉冲、地应力、大地微动、动物行为异常、翁氏发震时间公式、引潮力共振叠加、大地信息扫描等。这些非常规的观测和计算方法是经过长期反复实验优选出来的，其中多种观测方法是我们自己创造的。实践多次证明上述新途径、新方法是解决临震预测、甚至是远程预测的可行方案。综合运用上述方法，我们进行了多次临震预测实验，预报了1996年2月云南丽江7.0级地震、5月内蒙古包头6.4级地震、1997年4月新疆伽师地区的强震群、2000年6月甘肃5.9级地震、2001年5月四川盐源云南宁蒗间5.8级地震等（见表）。

地震预测与实况对照表

	预测			实况			误差		
	时间	地点	震级	时间	地点	震级	时间	地点	震级
1	1996年内	云南丽江 N24°～28° E102°～102.7°	M_s=6.0～7.5	1996.02.03	N27.3°，E102.2°	M_s=7.0	0	0	0
2	1996.3.18～25	河套地区 N40.5°～42° E108°～110°	M_s=6.5	1996.05.03	N40.8°，E109.6° 内蒙古包头	M_s=6.4	39天	0	0.1
3	1997.4.4～10	新疆伽师 N38.7°～40.2° E75°～77°	M_s=7.0～7.5	1997.04.06	N39.5°，E76.8°	M_s=6.3	0	0	0.2
				1997.04.06	N39.6°，E76.9°	M_s=6.4	0	0	
				1997.04.11	N39.7°，E76.8°	M_s=6.6	13小时	0	
4	2000年内	甘肃武山 N33.8°～35.8° E104°～106°	M_s=6.0～7.0	2000.06.06	N37°，E104°	M_s=5.9	0	约140公里	0.1
5	2001.5.3～11	四川盐源 云南宁蒗间 N27.9°～29.9° E101.5°～103.5°	M_s=6.6～7.6	2001.05.24	N27.6°，E100.8°	M_s=5.8	13天	约155公里	0.8

上述临震预测实验的特点可以概括为：①震前依据可靠的临震前兆信息，明确地对发震时间、震级和地点作出临震预测；②在不了解当地地震活动的情况下，遥测几千公里以外将要发生的地震。中央电视台、新华社、《人民日报》等新闻媒体均对我室的工作做过详细报导。

虎皮鹦鹉对远程地震的行为异常反应规律研究

陈维升 白志强 朱 芗

（北京工业大学地震研究室，北京，100022）

国内外许多震例资料表明，大地震之前当地的动物会产生行为异常，而鸟类在震前的异常反应是其中较为明显的。1976年7月28日唐山7.8级地震前，天津市内居民养的虎皮鹦鹉87%均产生异常反应。经过近二十年的观测和研究，我们发现，虎皮鹦鹉的行为异常不仅可以反应几百公里的近震，而且对于2000公里以上的远程地震也有良好的对应。

虎皮鹦鹉的震前行为异常表现为惊飞、撞笼、狂跳不止。我们在鸟笼中间放置一个横杆，发现笼养虎皮鹦鹉的所有活动都是以这根横杆为中心的。掌握了它的这一生活习性，如果能记录每天虎皮鹦鹉跳上横杆的次数，就可以定量说明它的跳动频度。据此，我们在横杆上装上传感器，并连接数字计数器，将雌、雄各一只放置在同一个笼中，定义每日计数器上显示的数值为当日虎皮鹦鹉跳动频度，作为一个临震前兆信息的观测项目。由于虎皮鹦鹉的灵敏度和生活习性的差异，导致我们只能通过比较跳动频度的相对值来确定异常状况。

我们对1995年1月至2000年12月世界上发生的7级以上地震进行了统计，发现虎皮鹦鹉在震前的异常对应率为81%。例如（均为北京时间）：

（1）1995年1月17日4时46分，日本神户发生M_s=7.2级地震，震前8天即1月9日，我室的虎皮鹦鹉出现异常，跳动频度为3000次/日，此前日跳动次数在2000次以下，震前1天又出现了较小的异常。

（2）1997年5月10日15时57分，伊朗发生M_s=7.6级地震，震前5天即1997年5月5日，虎皮鹦鹉跳动频度出现异常，达3633次/日，此前日跳动次数在2000次以下。

（3）1999年9月21日1时47分，我国台湾中部发生M_s=7.6级地震，震前9月20日虎皮鹦鹉跳动频度出现异常，达1316次，此前日跳动次数为600～700次。

从上述的例子可以看出，虎皮鹦鹉对远距离的地震反应效果是较好的。

同时，我室的另一项临震前兆信息的观测——次声波异常与上述虎皮鹦鹉行为异常的观测也存在着较为普遍的对应关系。因此，从机理上看，动物接受到低频声波、特别是次声波的作用，其听觉、位觉系统将产生波及全身的反应，这种反应就有可能引起动物行为的异常。而低频次声波具有传播远、衰减小的特点，从我室大量的次声波观测统计资料表明，世界上发生的7级以上地震，震前次声波都与之有着良好的对应关系。由此推断，虎皮鹦鹉很有可能在震前受到次声波的作用或者是由于某些尚未被我们认识的因素的影响。于是，虎皮鹦鹉在远距离发生地震的震前出现行为异常也就得到了合理的解释。

地震是一种较为复杂的自然现象，但实践证明，地震的前兆信息是有规律可循的，要做到准确地预报就必须从各个不同的角度运用多种途径、多种手段来观测前兆信息。在多学科、多种手段对地震预测进行综合分析的研究工作中，将虎皮鹦鹉行为异常观测作为临震预测的一个参考因素是具有一定意义的。

次声波临震信号的研究

夏雅琴　蒋　濒

（北京工业大学地震预报研究室，北京，100022）

1. 概述

次声波方法在地震短临预报中是一种非常重要的方法。在地震发生前，震中地区向大气辐射的次声波称为地震次声波。次声波的频率很低，在 20Hz 以下，衰减小，传播距离远，在大气声道中可以传播上千公里，有的甚至可以绕地球数周后仍能被灵敏的次声探头接收到。上述特性使得次声波与地震有很好的对应关系，通常情况下，世界范围内 7 级以上地震在震前几天都能观测到次声波信号异常。

根据我们的观测研究，用次声波方法预报地震，发震时间误差在 4 天以内，震级误差小于 M_s0.8 级，但震中位置目前尚无法预测。我们采用的次声探测装置是由一个频率响应在 0.004 到 0.1Hz 的次声传感器和一台记录仪组成。记录仪记录的是电压信号。标度转换是每 1000mV 代表 8Pa 的声压信号。即灵敏度是 0.008Pa/mV。

2. 次声波异常与地震的对应（以下时间均为北京时间）

1995 年 1 月 16 日凌晨 2 点到 5 点，探测装置记录到高达 1050mV（相当于 8.4Pa 声压）的次声异常信号。通过分析预测，我们认为发震时间应在 1995 年 1 月 20 日±4 天，震级为 M_s7 级左右。实况是：1 月 17 日凌晨 4：46，日本（34.5°N，134.9°E）发生 M_s7.2 级地震。

又如：1996 年 3 月 12 日—17 日出现次声波异常信号，尤其是 16 日信号持续了近 11 个小时，最大振幅达到 1250mV（10Pa 声压）。我们预测发震时间为 1996 年 3 月 21 日±4 天，震级 M_s7 级左右。实况是：3 月 19 日 23 时，新疆（39.9°N，76.8°E）发生了 M_s6.9 级地震。

我们对全世界范围内从 1986 年到 1995 年 7 级以上的地震与次声波异常的对应关系做了统计。其中发生 7 级以上地震最多的 1995 年，26 次中有 23 次我们在震前记录到了次声波异常信号，对应率达到 88.4%；发生 7 级以上地震最少的 1993 年，7 次中有 5 次记录到异常信号，对应率为 71%。由此可见，次声波临震异常信号与地震之间有很好的对应关系。

3. 研究中的问题及改进

尽管次声波方法能较好地预报发震时间及震级，但目前的问题是震源位置无法确定。解决的关键是采用阵列技术，用三个次声探头构成三元点阵，利用三个次声探头接收次声信号的时间差，再根据波形的相关性，可得到波传播到任意两传感器的时间延迟，并通过公式推导计算出波的方向。并利用两个以上次声观测站算出的方位角交汇即可得震源位置。

此外次声观测中干扰因素的影响不可忽视，像大风、雷雨、冰雹及空气湿度等。以风为例，根据 McDonald 对风噪声的频谱分析，风速在 2.8～4.3m/s 之间时，主周期在 10～100s 之间。当风速在 6.7～11.2m/s 之间时，风的湍流运动会产生约为 50Pa 的巨大压力起伏，可见其周期范围和声压级均落在所要测量的次声波范围内。因此，必须采取抗干扰措施。设计抗干扰管阵，屏蔽掉噪声信号。另外，将各种次声信号的资料汇总建库，以供识别之用，根据波形特征、信号频率范围，振幅识别出各种信号。通过频谱分析，得到地震次声波的有关特征，在此基础上，进行数字滤波，从而进一步完善系统和提高检测精度。

我国未来 25 年内八级左右大震的中期预测

沈宗丕

（上海市地震局，上海，200062）

1. 我国新疆及边邻地区的大震预测

（1）地区的划分和使用的资料：

地区是以东边的甘肃、青海和中蒙边境为界；西边和北边是以过去的中苏边境为界；南边是以西藏为界。使用的资料是从 1812 年开始，其中 Ms≥7.7 级的大震有 6 次。

（2）大震活动的统计分析与预测：

从统计与分析中发现新疆及边邻地区自 1812 年以来的大震似乎有 30 年左右的活动期与 60 年左右的大震相对平静期，由此可见自 1812 年以来存在着三个活跃期和二个相对平静期。

根据大震活动的周期分析，可以预测 1992～2021 年的 30 年间，将是新疆及边邻地区自 1812 年以来的第三大震活动期，预计有三次八级左右的大震可能发生。

（3）大震的组合周期与预测：

从大震的组合周期中发现新疆及边邻地区自 1812 年以来似乎有 90 年左右的组合周期存在。

第一组：1812 年 尼勒克 8.3 } 90；1902 年 阿图什 8.3 } 90；1992 年 吉尔吉斯 7.7

第二组：1842 年 巴里坤 7.5 } 89；1931 年 富蕴 8.0 } 90；2021 年 ?

第三组：1906 年 沙湾南 8.0；1997 年 玛尼 7.9 } 91

从以上三个组合中我们预测在第三大震活跃期中有三次八级左右的大震可能发生，目前已发生了 1992 年 8 月 19 日在新疆边邻地区的吉尔吉斯 7.7 级大震① 和 1997 年 11 月 8 日在新疆边邻地区的玛尼 7.9 级大震①，第三次将可能在 2020～2021 年内发生。

2. 我国台湾省东部地区的大震预测

（1）地区的划分和使用的资料：

台湾省东部地区的大震大致呈北北东向，大震发生的地区一般以北纬 22°～25.5°，东经 120.5°～123°的范围内。使用的资料从 1897 年开始，其中 Ms≥7.8 的大震有 4 次。

（2）大震活动的统计分析与预测：

从统计与分析中发现台湾省东部地区自 1897 年以来的大震似乎有 26 年左右的活跃期和 24 年左右的相对平静期，由此可见自 1897 年以来存在着三个大震活动期和二个相对平静期。

根据大震活动的周期分析，可以预测 1997～2022 年的 26 年间，将是我国台湾省东部地区的第三大震活跃期，预计有二次八级左右的大震可能发生。

（3）大震的组合周期与预测：

从大震的组合周期中发现台湾省东部地区自 1897 年以来似乎有 50 年左右的组合周期存在。

第一组：1902 年 台东东北海中 7.3 级；1951 年 台东东北海中 7.5 级 } 49

第二组：1910 年 基隆东北海中 7.8 级；1959 年 宜兰东海中 7.5 级 } 49

第三组：1915 年 基隆东南海中 7.3 级；1966 年 花莲东北海中 7.8 级 } 51

第四组：1920 年 大港口东海中 8.0 级；1972 年 火烧岛东海中 8.0 级② } 52

第五组：1922 年 宜兰东南海中 7.6 级；1972 年 新港东海中 7.6 级 } 50

第六组：1936 年 恒春北 7.3 级；1986 年 新城附近海中 7.3 级 } 50

从以上六个组合中我们预测在第三大震活跃期中至少有二次八级左右的大震可能发生，分别为第二组的 2008～2010 年和第四组的 2021 年～2022 年内发生。

① 1990 年在北京召开的第一届全国减轻自然灾害研讨会上作过中期预测，见论文集第 623 页。

② 1971 年 10 月 28 日曾向国家地震局作过短期预测，见 1972 年《地震战线》第三期第 9 页的报导。

新疆地区7级强震趋势预测研究

门可佩

（南京气象学院，南京，210044）

新疆地区是我国西部强震活动最为剧烈的地区之一，其频度之高，强度之大，为世人所瞩目。本文从1996年阿图什6.9、喀拉昆仑山7.1级强震和1997年伽师6级强震群的预测与检验出发，对本区未来强震趋势进行跟踪预测研究。1812年来本区7级强震具有良好的有序性，本文讨论了本区7级强震时间间隔的有序性结构及各有序值间的关系，并指出有序值 $\tau_1=41\sim42a$、$\tau_2=30ka$（k=1，2，3）、$\tau_3=11\sim12a$ 具有特殊的预测功能。

(1) 20世纪以来，我国大陆西部强震活动经历了5个轮回，τ_1 具有隔幕传递的规律，它把第一、三、五幕串联成非常规则的"三线九点阵"。根据信息预测理论，作者在1994年预测第九点将在1996年前后"就位"。1996年3月19日阿图什6.9和11月19日喀拉昆仑山7.1级强震果然亮相登场。由此可得以下推测：第五条横线所串第二、四、六幕，即2015年点位以及2006年将可能发生7级强震。

活跃幕：（一） （二） （三） （四） （五） （六）

1902（+42a）———→1944（+41a）———→1985

1906（+43a）———→1949（+41a）———→1990

1914（+41a）———→1955（+41a）———→1996

1842（+41a）→1883（+41a）——→1924（+82a）——————→2006?

1889（+42a）——→1931（+43a）——→1974（+41a）——→2015?

(2) $\tau_2=30a$（60a、90a）构成本区强震活动的主体框架，下图将本区大部分7级强震样本分为5组，自左向右传递，其中B、C、D组为主链，B组内各强震30a与60a交替间隔，C、D组内皆间隔30a，后4组组间处于同列的样本间隔11～12a，由此推测未来7组强震可能发生在2004、2009、2015年前后（这里预测的2004年与上述的2006年可能为同一个强震事件）。

A) 1889（60a）————→1949（60a）————→2009?

B) 1812（30a）→1842（60a）—→1902（29a）—→1931（59a）——→1990——→2020?

C) 1883（31a）—→1914（30a）—→1944（30a）—→1974（30a）——→2004?

D) 1895（30a）—→1924（30a）—→1955（30a）—→1985（30a）——→2015?

E) 1906（90a）——————————→1996————→?

(3) 可公度建模综合预测　乌恰地区（37°～40°N，73.5°～77°E）地处帕米尔纽结的东北侧，这里地质构造复杂，强震丛集，是新疆地区不可多得的天然强震实验场。其强震活动具有良好的可公度性，统计计算表明，1902年以来Ms≥7强震具有10.3a可公度值，1944年以来Ms≥6强震可公度值约为3.8a。建模预测如下：

模型①Ms≥7（1902～2000）：$Y=1902.958+10.346K^{(1)}$（R=0.99989，S=0.4975）

模型②Ms≥6（1944～2000）：$Y=1944.717+3.757K^{(1)}$（R=0.99948，S=0.5267）

模型①的未来两个预测值为（2006.418±0.995），（2016.764±0.995）。模型②未来两个预测值为（2001.072±1.053），（2004.829±1.053）。应用可公度信息系给出未来两个强震时间点位是：2004.89和2007.24。综上所述，未来乌恰地区Ms≥6强震可能发生在2001和2004年前后，新疆地区Ms≥7强震可能发生在2004、2009、2015年前后。2004年前后的7级强震可能标志本区新一轮活跃幕的开始，发震地点可能在乌恰地区或北天山地震带，发震时间综合意见为2003年10月～2007年6月，特别要注意2005年6～12月。

本研究由南京气象学院科研基金资助。

中国西北干旱趋势及其对东部的影响

杨学祥

（吉林大学，长春，130026；中国科学院国家天文观测中心，北京，100012）

由于地壳均衡原理，高原地下水位的升降将引起平原含水层的胀缩和地壳的升降。这是高原湖泊萎缩引起平原地下水减少和地面沉降的主要原因。华北地区地下水位急剧下降与青藏高原、蒙古高原湖泊萎缩有关，与新疆湖泊萎缩原因相同。反之，东部城市大量抽取地下水，也是高原湖泊加速萎缩的一个原因。因为大陆降水是通过地上和地下两种渠道流归大海。冰期海平面下降 100～200m 使洋壳上升并连带陆壳边缘上升 33～66m，由西向东的地表水流和地下水流受阻，这是冰期青藏高原湖泊面积扩大的原因；间冰期海平面上升使洋壳下降并连带陆壳边缘下降，东南向的地上和地下水流加速，这又是青藏高原湖泊萎缩、东南向水流量加大（即印度河、恒河、湄公河、长江、怒江、澜沧江和雅鲁藏布江水流量加大）和北向水流量减少（塔里木河水流量减少）的原因。有证据表明，全球变暖使青藏高原温度上升幅度远大于中国东部低海拔地区（2 倍以上）。这可能是青藏高原上空臭氧洞漏能效应作用的结果——过量紫外线直射高原导致冰川融化，面积减少的冰川也减小了光的反射作用。气候变暖使冰川融化，高原上的江河源头水量应该增加。江河源头在暖期水量减少的反常现象可能是人为活动的结果，如地下资源开发导致的地下水流失和地下水位下降（已有开矿造成地下水流失，村民因断绝水源而将矿主告上法庭的报道，大量抽取地厂水的危害不乏先例）。开源节流，堵塞人类浪费水资源的各种渠道是近期解决这一问题的唯一途径。例如，城市住宅将厕所和洗澡（手）间分开，饮用水和非饮用水分开，粪尿水由专门管道通往郊区，供施肥和灌溉，并实行两类水价制度。这样既可以减少污水数量，又可以解决有机肥和灌溉用水短缺的矛盾（中国学术期刊文摘，2000，6(11)：1393～1396）。

新疆境内 50 年代 5 平方公里以上湖泊总面积为 9700 平方公里，至 80 年代初 1 平方公里以上的湖泊总面积仅 4628 平方公里，缩减了一半多，相应地水量减少约 50 亿立方米。尤其值得注意的是新疆一些湖泊的干涸，其中著明者为罗布泊，直到 1950 年其面积尚有 3006 平方公里，1964 年完全干涸。上述湖泊的干涸有其气候变干的大背景，也有构造运动（青藏高原东南降西北升）和灌溉农业发展的人为因素。塔里木河下游断流已使那里的生态环境急剧恶化，是西北沙漠向东扩展并导致华北严重缺水的主要原因。1736～1911 年中国水灾高值中心大面积集中在华北；1912～1949 年华北水灾中心有所削弱；1950～1960 重灾区在华北平原和江淮流域中下游五省；1978～1993 年长江流域和东北北部增加了 2～5 倍，华北减少了 50%～80%（自然灾害学报，2001，10（1）：1～7）。华北水灾中心的转移与新疆湖泊萎缩在时间上一一对应。地表水长期渗漏到地下形成地下水，湖泊、沼泽、湿地的萎缩和干涸使地下水失去水源，不能及时得到补充、流动和更新。华北地区水资源短缺，是因为其西部为沙漠所覆盖，缺少大面积的地表水源，微弱的降水循环使降水量也远小于东南部地区。地下排气加快富水地区的降水循环，加剧干旱地区的旱情。国际冰雪研究委员会一项研究报告预测，喜马拉雅山的部分冰山将在未来 36 年之内消失，冰山融化后将引发洪水，洪水过后，东南亚一些河流将会因缺水而干涸（中国妇女报，1999 年 7 月 15 日）。据国家海洋局近期发布的《中国海平面公报》，我国沿海海平面近 50 年呈上升趋势，特别是近 3 年，上升速度加快，每年达 2.5mm。将青藏高原丰富的水资源贮存在塔里木沙漠，是改善西北生态环境、扩大地表蓄水面积、形成良性降水循环、提高华北地下水位、防治沙漠东扩和沙尘暴灾害的最优方案。青藏高原的水资源是中华民族的生命线。

国家自然科学基金（No.49774228）资助。

关于K/T事件与生物灭绝

杨志根

（中国科学院上海天文台，上海，200030；中国科学院国家天文台，北京，100012）

1980年，美国地质学家阿尔瓦莱茨等人组成的研究小组在美国科学家杂志上发表了文章指出，在约6500万年前，一颗直径约为10公里的小行星撞击了地球，可能是造成地质学上白垩纪～第三纪地层面的截然分界和大批生物突然灭绝的原因。后来这一事件被称为K/T事件。他们得出这一结论的依据是，在考察意大利和丹麦两地位于K/T事件边界的地质沉积层时发现地层中金属铱元素含量超出了地壳平均含量的约160倍。通常在地壳中铱元素含量平均值为1ppb，在海水中小于1.0×10^{-13}克/克，而在陨石和小行星中可达500ppb甚至更高。所以铱、锇等元素在地壳中属高度缺损。因此，他们根据铱的异常，推断出地球上曾遭受过一颗直径约为10公里的小天体的猛烈撞击。

在1981年，有人在墨西哥尤卡坦（Yucaton）半岛北部海岸地层下发现了一个直径约180公里的环状地貌的地层结构。又经过近10年的探索，直至1990年，年轻的地质学家佩恩菲尔德及其同事在对上述环状地层结构附近的由墨西哥石油勘探钻孔计划的8口岩井中岩芯资料的进一步分析后，终于找到了小天体撞击地球的另一个重要证据，即玻璃陨石。这为切克苏罗布（Chicxulub）结构是撞击所致，并与生物灭绝（K/T事件）密切相关提供了证据。更令人信服的是，根据对卫星图象的分析，发现并证实了尤卡坦半岛北端，中心位于切克苏罗布，存在一个直径约170公里的近乎完整无缺的半圆型。之后又在1994年，在Lnis E. Marin博士的指导下，墨西哥国家自治大学开始了一项由私人资助的沿切克苏罗布盆地南侧地带的新的钻探计划，钻探发现了厚厚的由撞击产生的喷发熔岩和富碳的角砾岩等，在科学上再次证明了切克苏罗布是一个撞击盆地。从1980年阿尔瓦莱茨等人的文章在美国科学杂志上发表以后，虽然科学家们开始了对撞击引起地球上大规模生物灭绝的研究，但是真正开展这方面研究是在1990年对切克苏罗布钻探提供的岩心证据被科学家们广泛地接受之后，人们对钻探的主要目的才开始转移到了K/T事件对地球产生的作用和影响上，特别是撞击是如何引起全球性环境的改变并导致地球生物圈的一次大规模倒转的研究上。

至今，墨西哥的尤卡坦半岛北部位于切克苏罗布沿海曾遭受了一颗直径约为D=10公里的天体的撞击事件（K/T事件）已基本定论，撞击坑直径估计为180～200公里，根据最近的研究结果，撞击时间为距今64.98±0.05百万年之前，撞击引起了大约50%～60%的生物灭绝，生活了近1.7～1.9亿年的许多恐龙和其它大型爬行类动物突然消失；近6500万年以来，没有发现更大规模的地球撞击事件。

然而，对由K/T事件引起的大规模生物灭绝的机制，至今尚没有很清楚。切克苏罗布撞击坑为人类提供了唯一的研究巨大天体撞击地球后所产后的地质的和气侯环境变化的机会。近10年来，科学家们对由K/T事件引起的大规模生物灭绝进行了多方面的探讨。一般而言，大规模生物灭绝的发生，总是与地球环境的改变、特别是与气候和海平面的变化相关，而两者情况的发生必定与地外天体的撞击或是大规模火山的喷发有关，而火山喷发所产生的影响相比前者要小得多。因此，天体的撞击所引起的地球环境的直接影响、特别是撞击引起的地球气候环境的较长期变化的影响，可能是引起大规模生物灭绝的主要原因。本文对此作了估计和讨论。

国家重点基础发展项目（G1998040703）、中科院九五重大项目（KJ951－1－304）、自然科学基金重点项目（19833030）和国家知识创新工程资助课题。

美国百年强震说明了什么?

刘新亭[1] 郑权利[2] 郎艾立[3]

(1 武警总部，北京，100037；2 核工业二院，北京，100840；3 湖北黄石煤矿，黄石，435001)

北京时间2001年3月1日凌晨，美国华盛顿州西雅图与奥林匹亚的中间地区，发生了6.8级地震。《北京晚报》报道此消息的同时，登载了美国1906年4月18日至2001年3月1日发生的5.4级以上的15次强震时间、地点、震级。我们对发震日期与月日强引力日做了对照，并对其中3次地震震中周围地形做了分析，对照和分析结果如下。

1. 发震日期与月日强引力日对应情况良好

发震日期在强引力日的2次，相差±1天的6次，相差±2天的4次，相差±3天的3次。如果按照发震日期与强引力日相差少于±2天的为对应，则相对应的为12次，占80%；另有3次发震日期均在上弦日前3天，视为稍不对应，则不对应率为20%。但是，这3次发震日期，有可能反映了一种内在规律。

2. 3次强震震中周围地形，有利于产生月日引力涡旋运动，形成强震

(1) 2001年3月1日西雅图6.8级强震震中，处在科迪勒拉山脉中段小弧型的笼罩之下，其东面和东北面为客斯客特山，其南面和东南面为海岸山，只有西面为平原和太平洋，震中处在三面环山的地形中。

(2) 1906年4月18日旧金山8.3级强震震中，也是处在科迪勒拉山脉的笼罩之下，该山脉的主峰惠特尼山，正对着旧金山地区。并且，旧金山又在海湾地区，西面对着太平洋，也基本上是三面环山的地形。

(3) 1964年3月37日阿拉斯加8.4级强震震中，处在阿拉斯加山脉的三面包围之中，其东面和东南面为科迪勒拉山的余脉，其北面、东北面和西北面为阿拉斯加山脉，其西面和西南面为阿拉斯加半岛，只有南面是太平洋，是个标准的三面环山、一面临洋的地形。

从以上3次强震震中的周围地形分析，它们都具有良好的发生月日引力涡旋运动条件。在此条件下，会有较多的月日引力能量在震中区聚集。尽管北美洲板块在不停地向太平洋中运动，但是，由于与强震形成的时间相比过于缓慢，所以，北美洲板块运动，在一次强震复发期中，对震中周围地形不会有较大改变，不会影响月日引力能量在震中区聚集，因而在这些地区反复发生强震就是不可避免的了。

3. 强震是可知的

从以上分析中可以看出，发生强震是有规律的，是可知的。其规律有以下几条：

(1) 发震时间一般在月日强引力期中，但是，在各个强震之间，其震中周围地形相似的，与月日强引力的对应一般也相同，例如，都在朔期发震。

(2) 发震地点在月日引力涡旋区中，按地形来讲，即在高山、高地笼罩下的平坦、低洼地区，其震中与上次震中或基本重合，或相距很近。

(3) 震级一般与上次基本相同或略低。

(4) 有较准确的发震周期，但其周期有逐渐变长的趋势。

要准确了解以上这些规律，最重要的工作是加强古地震遗迹的发掘、研究，有了古地震的准确资料，就可以首先确定震中和发震周期，并依此安排现代仪器监测等预防工作。中国唐山市1976年强震后，在当地发现了2次古地震遗迹，经测定，其发震时间距今，一次为7660年，一次为14800年，从而确定该地发震周期约为7500年。

地球自转速率的年际变化与 El Nino 事件预测

韩延本[1] 李志安[2,1] 赵 娟[2,1]

(1 中国科学院国家天文台，北京，100012；2 北京师范大学天文系，北京，100875)

El Nino 事件对某些自然灾害过程有重要影响，对我国的气候变化的影响和调制作用也是明显的。1985 年，Eubanks 提出 1982～1983 年间地球的自转速率出现的较大异常变化可能与此期间的强 El Nino 事件有关，其他学者也曾研究过这个问题。因 El Nino 的激发机制和形成的物理过程还不十分清楚，对其做准确预测仍有很大的难度。El Nino 事件的时间间隔约 2～7 年，本文进一步探讨地球自转速率（由日长的变量 ΔLOD 表示）、大气角动量（AAM）、太阳黑子相对数（SN）的年际变化及赤道太平洋的海温（SST）变化与 20 世纪 70 年代以来的 El Nino 事件相关的规律，探讨为 El Nino 事件的预测提供信息的方法，并预测下一次 El Nino 可能出现的时间。

作者采用由 FFT 正变换和逆变换构成的滤波方法，提取这几个数据序列中的年际变化成分，得到只包含 1.5～8 年尺度的年际变化的新序列 ΔLOD_I、AAM_I 和 SN_I。分析表明，1977、1979、1982、1986、1990、1993 和 1997 年出现 El Nino 事件约半年前，ΔLOD_I 都变化为正值。而在 La Nina 出现前，ΔLOD_I 则均为负值。在 99%的置信水平上，ΔLOD_I 与 ΔSST 的互相关系数达到 0.538，与 AAM_I 的互相关系数达到 0.801。这表明伴随着 El Nino 事件的出现，东南信风减弱，西风加强，使全球的大气角动量增加；从而引起地球自转速率减小（自转相对变慢）。La Nina 事件出现时情况与此相反。

由于地球自转速率的年际变化与 El Nino 事件的出现存在高相关性，且在 El Nino 事件的孕育初期即有响应，响应的物理过程较清楚。近 20 多年来，在每次 El Nino 出现之前，地球自转速率的年际变化成分都要经历一个从快到慢的变化过程。一般来说 ΔLOD_I 从负的极大值向正值方向变化，在到达零值后，经约半年多一些的时间，El Nino 事件便明显出现。

近 20 多年来，地球自转的参数由 VLBI 等高精度新技术仪器作连续监测，IERS 及时提供高精度的 UT1R—UTC 实测值及精度较高的预测值。我们可由此计算得到 ΔLOD 的精确时间序列，通过滤波处理可以得到它的年际变化 ΔLOD_I，由此可提前半年以上的时间为未来的 El Nino 事件出现时间的预测提供有意义的信息。分析表明，2000 年 8 月份 ΔLOD_I 的变化达到了负极小值（自转的年际变化达到最快），而后地球自转速率的年际变化成分呈现相对变慢的形态，ΔLOD_I 的值在逐渐增加，2001 年 3 月份已接近零值，正在向正值的方向变化。作者认为 2001 年晚期将可能逐渐形成新的一次 El Nino 事件。作者还探讨了太阳活动与 El Nino 的关系，表明其对 El Nino 的出现有一定的影响。

本工作由国家自然科学基金资助（No. 19973011，19833030）。

11. 岩石圈结构与大陆动力学

归州—丹东隐伏断裂的发现及其与郯庐断裂的关系

吴其斌[1,2] 路凤香[2] 刘庆生[2] 周 伟[1]

（1 中国国土资源航空物探遥感中心，北京，100083；2 中国地质大学，武汉，430074）

1. 归州—丹东隐伏断裂的发现

归州—丹东隐伏断裂位于辽宁东部，沿纬线方向经归州、岫岩南侧至丹东，在研究区内长约260km。1999年中国国土资源航空物探遥感中心完成了中国东部地区（东经：116°～128°，北纬：32°～42°）的1∶100万航磁和重力编图。归州—丹东隐伏断裂是通过对新编的航磁和重力资料进一步处理和解释后发现的。根据反映不同深度的重磁分离场特征，该断裂向北倾，西段与郯庐断裂相交。地球物理场的特征表明，其切割深度与郯庐断裂相当，共同构建华北地台东部的构造格架。根据现代地震资料，在研究区内，沿纬线40°附近，地震集中发生在10km左右深部。作者初步认为隐伏断裂的顶界处于该深度范围。

2. 区域构造背景

根据辽宁地质志（1989），该断裂位于胶东台隆，营口—宽甸台拱和复州台陷交界附近。基底由太古代、早元古代变质岩系和混合花岗岩组成。印支期二长花岗岩、花岗岩广泛分布于断裂带及其两侧。局部地区分布了上元古青白口系地层和早白垩纪地层。上述基底岩系、地层及岩浆岩在归州—丹东断裂及两侧的分布连续，并未出现明显的界线。在归州—丹东断裂两侧的浅层构造断裂构造方向以北东向为主，少数为南北向和北西向，以及北东东向。总之，从现有地质资料分析，很难识别出与归州—丹东断裂有关的信息。

3. 区域重磁异常特征

在郯庐断裂以东，该断裂在航磁ΔT图上表现为明显的纬向上的线性异常带。在断裂东段南侧磁场较强，与北侧较弱磁场形成明显分界，反映了南侧地壳上部可能为晚太古代变质岩系，而北侧则以花岗片麻岩为主。在断裂西段，北侧以元古代辽河群和青白口系地层为主，大面积二长花岗岩漂在地壳上部，南侧为太古代变质岩系，因而形成明显的磁性界线。研究区磁异常形态在郯庐断裂东侧总体以北东向为主，但是，跨过归州—丹东断裂后则转为北东东向。随着磁场反映深度的增加，该断裂界线向北推移，即断裂具有向北倾的特征。

布格重力异常对归州—丹东断裂段反映更为明显，表现为不同区域重力场的分界线和界线两侧异常场线性走向的差异。北侧为区域重力低，该区存在较厚的元古界基底和盖层，为一幔凹区，莫霍面埋深为34km。南侧为区域偏高重力异常场，为一幔隆区，莫霍面埋深31km。隐伏断裂两侧重力场线性异常走向与磁场相似，南侧以北东向为主，北侧以北东东向为主。向上延拓60Km高度的重力异常场更加清楚地反映了该断裂的存在。

4. 归州—丹东断裂空间分布特征及与郯庐断裂的关系

在布格重力异常图及不同上延高度布格重力异常系列图上，郯庐断裂和归—丹断裂都反映得非常清楚，它们对应于异常场的梯皮带上，为不同区域重力场的界线。随着上延高度的增加，重力异常场的梯级带发生偏移。它反映了郯庐断裂和归—丹断裂在深部发生偏离。郯庐断裂断裂面发生了扭曲，归—丹断裂向北倾。从重力系列图和磁场系列图还可看出归—丹东断裂切割地壳的深度与郯庐断裂相当。

5. 现代地震分布特征及其与断裂构造的关系

根据国家地震局资料，研究区震源深度集中在10～20km和35km，个别达120km。它们分别对应于地壳第一低阻层界面、莫霍面和岩石圈底界。初步认为归州—丹东隐伏断裂的顶界可能对应于地壳第一低阻层。值得注意的是地震集中分布的地区如唐山、海城，渤海一带和最近发生地震的岫岩县，都位于归州—丹东断裂、郯庐断裂带、及这两条断裂交汇处附近。

云南腾冲火山区上部地壳三维地震速度层析成像①

楼 海[1] 王椿镛[1] 皇甫岗[2] 秦嘉政[2]

(1 中国地震局地球物理研究所，100081；2 云南省地震局，650041)

腾冲火山区是我国大陆上最年轻的火山区之一。自上新世以来，经多次喷发，已形成多座火山。现在地表地热活动非常活跃。“九五”期间，在腾冲开展了以火山监测为中心的火山综合研究。我们利用1999年在腾冲火山区及周围地区开展了人工地震探测取得的大量资料，采用三维地震层析成像方法，反演得到了火山区上部地壳的三维P波速度结构。

我们使用三维地震走时反演方法处理腾冲火山区人工地震资料。地壳速度用三维网格结点组成的线性连续速度模型表示，射线追踪分两步，先用圆弧法计算近似走时，再用伪弯曲法修改射线路径，然后反演三维速度扰动。

反演中利用的地震资料包括约150个接收点观测的7次爆破的P初至走时数据。地震射线对腾冲火山区有较好的覆盖，射线方位分布也比较合理。速度模型分4层。由于初至波射线的最大穿透深度在10km左右，所以速度模型最大深度取为12km。在反演中，初始走时残差平方和为159.0，RMS残差为0.48s，经过4次叠代，初至的走时残差平方和减少为13.72。RMS残差降至0.11s。

对于反演结果的可靠性，我们用两种方法评价。各结点附近通过的射线数可以给出可靠性的初步估计。另一种方法是采用了检测板（checkerboard）估计解的可靠性。在不同深度上，反演结果基本恢复了检测板，说明反演方法的分辨是可以接受的。

反演结果给出了腾冲火山区地壳上部的三维速度分布，地面地热显示最强烈的热海热田地区是P波低速区。而在7km深度上，腾冲、团田和梁河之间有明显低速区。阚荣举等（1994年）根据对腾冲火山区近代火山活动、高热流、正磁异常、低电阻率及低密度等状态以及岩浆冲击型震源机制的分析，认为腾冲火山区存在岩浆囊。可能就是岩浆囊或部分熔融体。王椿镛等（2001年）利用云南地区台网的区域地震走时作层析成像研究的结果表明，除上地壳呈低速异常外，上地幔也呈低速异常，而下地壳为正常速度分布，因此上地壳内的岩浆来源于上地幔的推断是比较合理的。腾冲附近的超壳断裂则可能是岩浆上升的通道。

为了进一步认识低速体的性质，我们对低速体顶面界的P_1S转换波进行了分析。认为三分量地震记录的水平径向分量中出现的明显的P_1S震相是在低速体顶界面上形成的。我们取不同Vs值计算了PS波反射系数。计算结果表明当反射面以下介质的S波速度下降10%时，PS反射系数会明显增大，可以增大3～4倍。比较PP波与PS波反射系数可知，如果P波低速体具有正常的Vp/Vs波速比，在它的顶界面上就不会形成很强的PS转换波。因此可以认为强PS转换波的形成，是P波低速体具有较高Vp/Vs速度比的有力证据。由此推断三维成像给出的低速体为部分熔融体或岩浆囊。

三维层析结果还表明，热海热田位于近地表低速区内，却不在上地壳低速异常区的正上方，但这里地热显示最强烈。我们分析其原因可能是在热海热田所在的近地表低速区与上地壳低速异常区之间存在热流体交换的通道。

其它地震资料的研究也支持腾冲火山区下岩浆囊的存在，如李白基等（2000年）通过研究P波和S波速度比值认为在火山区下10km深度以内，存在部分熔融岩石，甚至可能存在岩浆囊。

① 国家自然科学基金委（D0407），中国地震局“九五”重点项目95—11—01—06和地震科学联合基金会（199119）联合资助。

中国及邻区地壳上地幔S波品质因子三维结构

洪学海　朱介寿　曹家敏　蔡学林

（成都理工大学信息工程学院，610059）

通过 Rayleigh 面波衰减反演地壳上地幔S波品质因子 Q_β 三维结构，对了解中国及邻近区域地壳上地幔的粘弹性及流变性，探讨地球内部结构和内部动力学等方面具有重要意义。本文对地壳上地幔S波品质因子 Q_β 三维结构的反演和计算方法进行了系统的研究，并对中国及邻近区域的 Q_β 三维结构进行层析成像，取得了认识和成果。

(1) 首先完成了 Rayleigh 面波衰减系数 γ 和品质因子 Q_γ 的计算。先从所收集的震级在5级以上4100余条面波记录中挑选波形好、记录完整的资料进行预处理，计算其大圆路径，从中挑选出位于同一地震大圆路径上的双台地震记录约300对，然后计算出前向方位角差，其差在5°范围以内的双台地震记录约260余对，最后对这些记录进一步优化，选出230余对。对这些地震记录做地动位移校正，同时进行频时分析，求其群速度频散。再通过相匹配滤波方法进行 Rayleigh 面波基阶分离，通过时变滤波方法进行振幅谱补偿，得到基阶 Rayleigh 面波记录。利用单源双台法（SS 法）计算出台站之间的 Rayleigh 面波衰减系数 γ 和品质因子 Q_γ，其单源双台法基阶 Rayleigh 面波衰减系数 γ 和品质因子 Q_γ 的计算方法如下：

$$\gamma(f) = -\frac{\ln\left(|G(\omega)|\sqrt{\sin\Delta_2/\sin\Delta_1}\right)}{\Delta d} \quad Q_\gamma(\omega) = \frac{\omega}{2U(\omega)\gamma(\omega)}$$

式中：Δ_1，Δ_2 是两个台站记录大圆路径长度（度），$G(\omega)$ 是台站间记录的格林函数谱，Δd 是两台站之间大圆路径之差（km），$G(\omega)=H(\omega)/R(\omega)$，$H(\omega)$ 是台站1与台站2两基阶记录信号的互相关函数谱。$R(\omega)$ 是第一个台站记录信号的自相关函数谱。

(2)进行 Rayleigh 面波衰减系数 γ 或 Q_γ 网格化纯衰减反演计算，得到网格单元的 γ 或 Q_γ 的纯衰减结构。本次研究的区域主要是中国大陆及部分邻区，为了准确得到 Q_β 三维结构，以往在求得的一维 Q_β 实质上只是这一路径剖面下的均值模型。这不符合 Q_β 横向变化的基本情况，故本次研究是尽量缩小这一均值模型的范围，为此把研究区域划分成4°×4°网格进行研究。利用求得的台站间的 Rayleigh 面波 γ 或 Q_γ，通过 LSQR 反演方法求解线性约束方程组得到每个单元格的 γ 或 Q_γ 纯衰减结构。

(3) 反演每个单元格的 Q_β 三维结构。为了反演出每个单元格内层状介质 Q_β 值，必须先确定模型（α，β，Q_β）用于正演计算，在反演单元内每层 Q_β 时，利用如下公式进行计算：$\gamma(\omega)=\pi\omega\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{\partial c}{\partial\alpha_i}\frac{\alpha_i}{c^2}Q_{\alpha_i}^{-1}+\frac{\partial c}{\partial\beta_i}\frac{\beta_i}{c^2}Q_{\beta_i}^{-1}\right)$，约束条件为：$Q_{\beta_i}^{-1}=\frac{4}{3}\left(\frac{\beta}{\alpha}\right)^2 Q_\alpha^{-1}$，反演方法用阻尼最小二乘法进行反演，得到每个“单元柱”的 Q_β 三维结构。再把所有的“单元柱”连起来，进行三维层析成像，得到研究区域的 Q_β 横向、纵向变化的展布图像。

(4) 通过对整个研究区域的 Q_β 二维、三维的反演计算与成像，得出了研究区域的 Q_β 横向、纵向变化的规律和概况，并为解释中国及邻近区域地球内部介质性质提供丰富的信息，也为中国及邻近区域地球内部动力学的研究提供了依据。

本项受国家自然科学基金重点项目（编号 49734150）和国土资源部专项计划（编号 20001010）资助。

欧亚大陆及西太平洋地区地幔三维Vp速度模型的建立

曹家敏　梁春涛　朱介寿　罗显松

（成都理工大学地球物理系，成都，610059）

为了建立欧亚大陆及西太平洋地区地幔的体波三维速度模型，我们采用了球坐标系下的三维射线追踪方法对该地区地幔的三维Vp速度模型进行了反演计算。对整个地区的速度模型以有限的网格节点上的速度值来描述，而对于非网格节点处的速度值，则利用插值方法来求取。在计算中我们对震源参数和速度参数进行联合反演，也可仅对速度参数反演。震源参数和速度参数的联合反演，基本流程如下：

①输入初始模型的速度参数和震源参数。②进行三维球坐标系下的三维射线追踪，计算出观测走时与理论走时的残差。③建立反演速度参数和震源参数的线性方程组。④解线性方程组，求得速度参数和震源参数的修正量。⑤对初始模型的速度参数和震源参数进行修订。⑥把修订后的模型作为初始模型，重复步骤②～⑤进行迭代，直到满足精度要求为止，得到最终的速度模型和震源参数。

我们知道实际观测走时应为 $t_{ij}^{obs} = T_{ij}^{obs} - t_i^0 = \int_{L_{ij}} S(\gamma,\theta,\varphi)dl$

式中：T_{ij}^{obs}为观测到时；t_i^0 为发震时刻；i 为地震事件的序号；j 为台站序号；L_{ij}为传播路径，S（γ，θ，φ）为球坐标系中的空间某点的慢度。

而由初始模型计算得到的理论走时为 $t_{ij}^{cal} = \int_{L_{ij}^0} S_0(\gamma,\theta,\varphi)dl$

式中：L_{ij}^0为地震波在初始模型中的传播路径；S_0 为初始模型中的慢度。

我们假定　$S(\gamma, \theta, \varphi) = S_0(\gamma, \theta, \varphi) + \Delta S(\gamma, \theta, \varphi)$

当速度扰动不是很大时，有 $t_{ij}^{obs} = \int_{L_{ij}} [S_0 + \Delta S]dl \approx \int_{L_{ij}^0} [S_0 + \Delta S]dl$

式中采用路径 L_{ij}^0近似替代了路径 L_{ij}，得到走时残差方程 $\Delta T_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal} = \int_{L_{ij}^0} \Delta S(\gamma,\theta,\varphi)dl$

在震源参数和速度参数联合反演时，则有残差方程 $\Delta T_{ij} = \int_{L_{ij}^0} \Delta S(\gamma,\theta,\varphi)dl + \frac{\partial t_{ij}}{\partial \gamma_i}\delta\gamma_i + \frac{\partial t_{ij}}{\partial \theta_i}\delta\theta_i + \frac{\partial t_{ij}}{\partial \varphi_i}\delta\varphi_i + \delta O_i$

其中右端第1项为速度扰动项，第2、3、4、5项分别为震源位置与发震时刻的修正项。对于一个有 $N_{\gamma i}$个走时记录的地震来说，有：$\Delta T^i_{1\times N_{\gamma i}} = V^i_{N_{\gamma i}\times N_p} \Delta V_{1\times N_p} + H^i_{N_{\gamma i}\times 4} \Delta h^i_{1\times 4}$而对于总共有 Ne 个地震来说，可以得到一个速度—震源联合反演的方程组。

在实际计算中，由于根据记录质量的不同对所有记录进行了加权处理，并采用 LSQR 算法来求解该方程组。

经过对理论模型的试算，不论是高速块体和低速块体的模型，都得到了较好的反演结果。对欧亚大陆及西太平洋地区做了三维体波层析成像，得到该地区经度 0°E～180°E，纬度 40°S～80°N，深度从地表到核幔边界范围内地幔的 Vp 速度分布。

本研究得到国家自然科学基金重点项目（49734150）和国土资源部专项计划（20001010）资助。

东亚西太平洋边缘海高分辨率地震面波层析成像的地球动力学意义

朱介寿　蔡学林　曹家敏　严忠琼

（成都理工大学地球物理系，成都，610059）

亚洲大陆是晚古生代（约 250～220Ma）由多个板块或地块汇聚拼合形成的。自中生代以来，亚洲东部上地幔软流圈物质上涌，岩石圈拉张减薄，火山岩浆活动强烈，形成一系列北东向大型断裂及地堑。在新生代，东亚边缘陆地转化为大型裂谷，出现多个扩张的洋中脊及海盆。亚洲大陆另一重大事件之下古新世（55Ma）印度板块与亚洲大陆的碰撞，引起岩石圈大规模缩短及青藏高原的隆升。

为研究东亚西太平洋边缘海的演化及深部动力过程，我们从分布于欧亚大陆及西太平洋地区 58 个宽频带数字地震台站（包括 GDSN，GSN，CDSN，GEOSCOPE 台网）约 8000 个长周期波形记录中，挑选出 4100 条大圆传播路径，采用频散及波形拟合反演方法，对东亚及西太平洋边缘海地区（60°E～160°E，20°S～60°N）地壳上地幔按 2°×2°网格进行三维层析成像。

东亚西太平洋边缘海高分辨率 Vs 三维速度图像的特征如下，自地壳上层到上地幔 70km 深度，亚洲东部（包括俄罗斯远东地区，我国东北、华北、华南）及西太平洋边缘海地区（包括千岛海盆、日本海、菲律宾海、冲绳海槽、南海、苏禄海、苏拉威西海、班达海）均为高速分布，而西部（以青藏高原为中心）为极低速分布区；沿大兴安岭—太行山—武陵山有一条十分清晰的速度分界线（与我国东部重力梯级带位置吻合）。土耳其、伊朗、兴都库什、喜马拉雅山、缅甸、印尼群岛特提斯缝合碰撞带，显示为低速异常。

自 100km～250km 深度，速度分布格局基本上反过来，亚洲东部（俄罗斯远东地区、我国东北、华北、华南地区），黄海、东海陆架，西太平洋边缘海及婆罗洲等，自北向南显示出一条宽约 2500～4000km，长约 8000km 的低速异常带；而西部（印度板块、青藏地块、上扬子地块、塔里木地块、哈萨克斯坦地块）为高速分布区。自 300km 至 400km 深度，速度横向变化已不明显，整体表现为较高速度分布。

东亚及西太平洋边缘海的地震面波高分辨率层析成像，在横向上大体以 110°E 为界，纵向上以 70～85km 深度为界线，东部与西部速度图像完全不同。这表明东部以及边缘海地区，与西部地区的构造演化和地球动力学过程是十分不一致的。

自新生代印度与欧亚大陆的碰撞以来，一个增厚的岩石圈（达 160～180km）大陆根在青藏高原及中亚地区形成。印度次大陆岩石圈板片以低角度下插到西藏高原之下，使岩石圈缩短了约 2500km。岩石圈缩短增厚的主要方式为分层楔入及叠加。青藏高原岩石圈地幔为刚性的克拉通（温度低、变形小），在面波层析图上呈高速分布。地壳部分发生剧烈形变。地壳增厚与高原隆升是塑性板片叠加与地幔流相互作用的结果，地壳内部物质发生部分熔融及物质流变，在面波层析图上呈低速分布。

东亚大陆巨型裂谷系是中生代中晚期岩石圈整体主动伸展变形的产物，而现今的东亚大陆及西太平洋边缘海、沟弧盆体系是新生代中晚期太平洋板块向西对欧亚板块俯冲碰撞叠加引起的。东亚与西太平洋边缘海巨型低速带，不同于东太平洋边缘板块俯冲带的上地幔速度结构特征，却与东太平洋中隆、大西洋中脊和印度洋中脊的岩石圈速度结构特征十分相似。全球 S 波速度结构显示，东亚西太平洋巨型低速带比大西洋中脊低速带规模大得多，而且速度更低。由此推断东亚西太平洋边缘海巨型低速带具有洋中脊扩张特性，是亚洲大陆中生代到新生代长期演化的结果。

本项目为国家自然科学基金重点项目（编号 49734150）及国土资源部专项计划（编号 20001010）资助。

东亚西太平洋边缘海岩石圈结构及热力学模型

朱介寿　蔡学林　曹家敏　严忠琼

（成都理工大学地球物理系，成都，610059）

根据东亚西太平洋边缘海的高分辨率 Vs 三维速度分布图像，可以将上地幔低速层的上下界面划分出来。该区岩石圈厚度变化范围为 50～200km，按厚度变化可分为 4 个不同区域：西太平洋边缘海及大陆东部华北、华南、东海陆架地区，其厚度为 50～80km；中部过渡带，厚度为 80～100km；在中西部地区，厚度一般为 100～130km；而在大陆克拉通及岩石圈增厚区（印度、塔里木、扬子、西藏、西伯利亚、哈萨克斯坦）可达 140～200km。

岩石圈底部的速度分布图反映了岩石圈的最高速度值。东亚西太平洋边缘海岩石圈最高速度值变化范围大，可从 4.3km/s 到 4.85km/s，横向变化可达 12%。高速的岩石圈出现在太平洋板块及菲律宾海板块（4.8km/s），表明这两个海洋板块的岩石圈组成及性质与大陆及其边缘海（日本海、南海等）有显著差异。西部克拉通及岩石圈增厚地区，速度均在 4.50～4.60km/s 以上，具有较高的速度值。东北、华南、东海陆架、印度支那及日本海、南海等边缘海地区，岩石圈速度变化范围为 4.25～4.40km/s，具有最低值，这些地区是中新生代以来岩石圈拉张减薄及软流圈物质上涌的区域。

软流圈的厚度变化范围为 40～300km，其厚度分布与岩石圈相反。在西太平洋边缘海及华北、华南、印度支那地区，软流圈厚达 200～300km，在西部克拉通及岩石圈汇聚增厚区，软流圈仅厚 40～100km。软流圈中部速度分布图反映了软流圈内最低速度值，其速度变化范围为 4.15～4.42km/s。西太平洋边缘海及华北、华南、印度支那地区，软流圈速度仅 4.15～4.25km/s，而西部地区软流圈速度可达 4.3～4.4km/s，软流圈中速度横向相对变化为 6%。

东亚西太平洋边缘海的岩石圈与软流圈的结构东西两部分存在着巨大的差异。大体上以 110°E 为界，此界线以西主要是由印度板块与欧亚板块碰撞引起的岩石圈的汇聚与增厚区域，以东则主要是由于软流圈上涌（地幔热物质上升）引起岩石圈拉张与减薄区域。

引起地幔深部岩石圈或软流圈地震波速度变化的主要因素是它的化学结构及温压状态。若以东西两部分岩石圈剪切波速度 Vs 值差异 0.2km/s 计，则其压缩波速度 Vp 值相差约 0.36km/s（地幔部份取 Vp/Vs≈1.83）。根据岩石高温高压实验得知，在地幔压力条件下岩石温度增加 100℃时，其地震波 Vp 值约减小 0.1km/s。这意味着东部岩石圈底部的温度，比西部岩石圈底部温度要高出 360℃。

西藏地区地壳温度较高，在 15km 深度即可能达到 550℃，但地幔温度并不很高，在 70km 深处（上地幔顶部）为 900℃～1050℃。在华北或华南地区，70～80km 深度的上地幔温度可以达到 1300℃～1400℃，而边缘海地区同一深度的温度还要高些。因此由岩石学地温计得到的东西部岩石圈地幔的温度可能相差 300～400℃，这与上述面波反演得到 Vs 速度差异而估计的温度差 360℃是十分接近的。

根据包体岩石学地温计及有关资料得到的温度压力曲线可见，西太平洋边缘海的地幔岩石的熔融点深度为 60km，华北地区为 80km，华南为 100km，青藏高原在 140km 以下。由岩石包体得到的熔融点深度和用面波层析成像得到的低速层（软流圈）顶界面埋深是十分吻合的。有巨厚地幔根的加拿大地盾的温压曲线进行对比，它的熔融点可一直延伸到 300km 深度。

本项目为国家自然科学基金重点项目（编号 49734150）及国土资源部专项计划（编号 20001010）资助。

欧亚大陆及西太平洋地幔体波三维层析成像

梁春涛　朱介寿　罗显松　曹家敏

（成都理工大学地球物理系，成都，610059）

欧亚大陆有着丰富多彩的地质构造单元。在国内关于这一区域地幔结构的地震层析成像研究还是一个空白，本文就是在这一方面的一种探索性的研究。

1. 模型

模型共分 11 层，每层深度依次为：0，100，300，550，900，1300，1800，2100，2500，2800，2890 公里，以 PREM 模型相应深度的速度值作为对应层的平均速度。

模型横向范围为：0°E～180°E；40°S～80°N。而每一层均按 4°×4°分成 46×31 个网格节点。模型总的节点数为 $N_p=46\times31\times11=15686$ 个。

2. 走时数据

为了提高地震和台站的覆盖率，既使用了 ISC 数据，也使用了未包含在 ISC 中的中国台站数据。总地震数超过 18 万个，台站共 2532 个，射线共 800 多万条。

为了降低射线分布的不均匀性，研究中对震源和台站进行了归并，形成了复合射线。归并过后的复合地震 1902 个，台站 2500 多个。同时为尽量减少数据误差对成像结果的影响，提高射线质量，最终从 800 多万条记录中挑选出约 25 万条走时数据用于实际的反演。除最后一层外，其它各层的中国大陆及邻区射线覆盖在密度和均匀程度上都比较理想。

3. 反演方法

采用球坐标系下的三维射线追踪得到射线路径和计算走时 t^{cal}。用模型网格点，射线路径和震源位置形成速度－震源联合反演的 Jcobi 矩阵，以观测走时 t^{obs}同计算走时之差作为反演方程组的右端项，式（1）为反演方程组的基本形式。

$$[V_{N_r\times N_p}\quad H_{N_r\times(4N_e)}]\times\begin{bmatrix}\Delta V_{N_p\times1}\\ \Delta h_{(4N_e)\times1}\end{bmatrix}=\Delta T_{N_r\times1} \tag{1}$$

其中，N_r 为射线条数，N_p 为网格节点数，N_e 为地震数。

该反演方程组一般是大型、稀疏、超定的。用 LSQR 方法求解，得到反演后的新模型。

对射线追踪和反演都在高速层模型、低速层模型、高速块模型等复杂模型中作了大量理论模型的试算。实验结果同理论推断吻合的非常好。

4. 结论

在国内第一次实现了对深至下地幔的地球结构的层析成像。研究成果同 Harvard 大学 2000 年最新同类全球性研究的对比表明，相同区域的地球结构，从总体上来说是基本一致的。440km 间断面及其它一些全球性的构造单元，如特提斯构造带等在反演结果的成果图中非常清晰。

本项目为国家自然科学基金重点项目（编号 49734150）及国土资源部专项计划（编号 20001010）资助。

燕山造山带深部动力学过程的火成岩石学探针反演

汪　洋[1]　邓晋福[1]　汪集旸[2]　熊亮萍[2]

(1 中国地质大学地球科学与资源学院岩石教研室，北京，100083；2 中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029)

对于燕山造山带的深部动力学机制，一些学者认为该期造山运动是由于软流圈地幔的极度上涌，即软流圈地幔顶部抬升到 50～60km 的浅部，所导致的地壳发生“高温”熔融所致。造山带发育的强过铝质 (A/CNK≥1.1) 酸性火成岩是地壳发生部分熔融的直接产物，可以提供造山过程中深部温度和源区成分特征等方面的重要信息。根据前人研究成果 (Sylvester，1998)，我们研究了燕山地区 SiO_2 含量在 67～77wt%之间的燕山期强过铝质酸性岩的岩石化学和地球化学成分特征。采用 CaO/Na_2O 比值反映这些岩体的源区成分特征，采用 Al_2O_3/TiO_2 比值反映其形成时的部分熔融温度。实验岩石学的研究结果表明：由砂岩（或正变质岩）部分熔融形成的花岗质熔体的 CaO/Na_2O 比值高于由泥岩部分熔融形成的熔体。统计表明，CaO/Na_2O 比值高于 0.3 者其源区属于砂岩成分，而低于 0.3 者为泥岩成分。同时，不论是砂岩还是泥岩，在发生部分熔融时，温度越高，熔体的 Al_2O_3/TiO_2 比值越低。一般而言，Al_2O_3/TiO_2 比值大于 100 对应的熔融温度在 875℃以下，而小于 100 者在 875℃以上。燕山造山带的 22 个燕山期强过铝质岩体成分数据在 CaO/Na_2O—Al_2O_3/TiO_2 图解上的投点显示，这些岩体的 Al_2O_3/TiO_2 比值变化在 50～250 之间，没有明显集中在<100 或>100 区间的趋势。具有高 CaO/Na_2O 比值的岩体的 Al_2O_3/TiO_2 比值点也均匀分布在 Al_2O_3/TiO_2=100 两侧。据此可知其形成温度不大于 975℃（石榴子石完全熔融的温度）。这些特征表明强过铝质岩体形成时的熔融温度大致在 800～900℃之间。因此，燕山造山带强过铝质岩浆活动不能完全归因于软流圈地幔顶部抬升到 50～60km 浅部所导致的地壳“高温”(>1000℃) 熔融。这些强过铝质岩体的 CaO/Na_2O 比值变化范围从 0.03 到 1.14，其中大于和小于 0.3 者各占一半；表明这些强过铝质岩体的源区既有泥岩质成分的源区，也有砂岩或正变质岩成分的源区。Rb/Ba—Rb/Sr 图解也反映出同样的源区特征。另外，CaO/Na_2O 比值小于 0.2 的岩体的 K_2O/Na_2O 比值均小于 3，而 CaO/Na_2O 比值大于 0.2 的其 K_2O/Na_2O 比值绝大多数大于 3。这暗示部分强过铝质岩体源于中元古界大红峪组和串岭沟组的富钾火山岩和砂岩的部分熔融。这些强过铝质岩体的稀土元素特征显示出中等程度的轻稀土元素富集和明显的负铕异常，表明其源区的残留矿物相中含有长石和石榴子石。现有资料表明，部分 CaO/Na_2O 比值高 (>0.3) 的岩体具有较高的轻重稀土比值，表明其形成深度可能大于 30km。据此恢复了燕山造山带地壳温度结构和流变学结构剖面。结果表明，燕山造山带地壳力学强度低，上下地壳之间在力学上明显解耦，为推覆、拆离构造的发育创造了必要条件。总之，燕山造山带构造活化的能量源自岩石圈拆沉引发的软流圈地幔上涌导致的高地幔热流；但造山带下伏岩石圈并未整体完全拆沉，即软流圈顶部未与地壳底部直接接触。燕山造山带岩石圈整体变形表现为岩石圈地幔减薄和地壳增厚的特征。

本研究由国家自然科学基金重点项目 (49733110) 和国土资源部科技发展计划“华北地区岩石圈三维结构及其演化”(20001010202) 和中国博士后科学基金联合资助。

岩石圈流变机制转换及华北岩石圈流变性质的研究

李　昶　臧绍先

（北京大学地球物理系，北京，100871）

岩石圈的流变性质主要是指岩石圈的流变强度（岩石圈产生形变所需的最小差应力）的分布情况。岩石圈流变性质的研究，不仅是由静态弹性地球向动力学地球发展的需要，而且已经成为板块构造学说进一步发展的关键。

由于岩石脆性破裂强度受围压、温度、岩性，特别是尺度的影响比较大，实验室中的小尺度岩石标本的破裂强度过大，超过岩石圈中岩石的实际破裂强度，而大标本的实验结果又很少，所以目前在实际研究岩石圈流变性质的时候，没有考虑岩石圈中岩石的脆性破裂机制。我们综合了多种岩石破裂的实验结果，分别取花岗岩、辉长岩、玄武岩和橄榄岩作为岩石圈上、中、下壳和壳下地幔的代表岩石，研究了这几种典型岩石在岩石圈中的脆性破裂规律。根据实验结果，破裂强度和围压、温度的经验关系可以表达为：

$$C/C_0=(1+K(\sigma_3/C_0)^n)(1-T/T_s)^l$$

式中 $C=\sigma_1-\sigma_3$ 是破裂强度，C_O 是岩石的单轴抗压强度，σ_3 是围压，K、n、T_s、l 均为常数，不同岩石取值不同，T_s 定义为软化温度，当 $T>T_s$ 时，抗压强度降至很低。很多实验给出了岩石的实验参数，但是小尺度（厘米量级）标本的单轴抗压强度比大尺度（米量级）岩石的单轴抗压强度大一个量级。通过对 Singh 和 Huck（1973）大尺度（81.3cm）标本花岗岩实验结果的模拟，我们得到了大尺度的单轴抗压强度是 31.7Mpa，而 Ohnaka（1973）实验给出的小尺度（2cm）花岗岩的单轴抗压强度是 217Mpa。根据不同岩石的单轴压缩破裂强度受尺度影响的关系相同的假设，即大、小尺度标本的单轴压缩强度之比相同，采用花岗岩的相同规律：$C_{0s}/C_{0l}=217/31.7=6.85$，我们得到辉长岩、玄武岩和橄榄岩的大尺度（接近米的量级）的单轴压缩破裂强度，见下表：

岩石	C_0（Mpa）	K	n	l	T_s（K）	实验者
花岗岩	31.7	4.57	0.52	0.52	1135	Ohnaka
辉长岩	37.3	4.78	0.52	0.69	1175	王威等
玄武岩	50.1	2.98	0.51	0.69	1175	张流等
橄榄岩	29.2	3.35	0.68	0.69	1175	Mogi

利用大尺度岩石的破裂结果，以及 Byerlee 摩擦的经验公式和岩石幂次蠕变的实验结果，在华北地区丰富的热流、岩石圈结构和物质组成等资料的基础上，我们研究了华北岩石圈的流变强度。计算得到了山西裂谷和鄂尔多斯两个地区的流变强度和跨过华北地区主要断裂系的七条剖面的流变强度。计算结果表明：

(1) 不同地区的流变结构差别很大。鄂尔多斯和山西裂谷两个地区脆性区和延性区的深度不一样，在上地壳、下地壳及岩石圈底部流变强度的极小值差别也很大，达到 1～2 个数量级；鄂尔多斯地区不但流变强度整体偏高，而且 Moho 面以下仍然存在一个流变强度很高的脆性区。山西裂谷地区不但流变强度整体偏低，而且 Moho 面以下是延性区。

(2) 在一定深度下，破裂强度会小于摩擦滑动强度，考虑了脆性破裂流变机制的流变强度要比没有考虑脆性破裂流变机制的流变强度小好几倍，并且考虑了脆性破裂流变机制后岩石圈中的脆性区域加厚，脆性区域的深度也相应的加深。

(3) 存在地表断裂系区域的流变粘度比周围低，热岩石圈比周围薄，说明地表断裂系与深部构造运动有着密切联系，也许深部正是产生地壳断裂系的最主要的原因。

本项目由国家科委 973 项目“大陆强震及预测”资助。

苏鲁造山带之下的“鳄鱼”状速度结构及其构造意义

徐佩芬 刘福田 王清晨 从柏林 陈 辉

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101）

大别—苏鲁造山带是华北与扬子陆块之间的陆—陆碰撞造山带。造山带中广泛出露的含柯石英榴辉岩的超高压变质岩带，是陆—陆碰撞过程中表壳岩俯冲到大于120km的地幔深度，而后又折返回地表的标志。新近的地震层析成像研究成果展现了造山带之下从Moho面到至少110km的深度内存在向北西倾斜的板片状高速体，可能代表俯冲扬子板片的残留体，进一步表明扬子陆块俯冲于华北陆块之下。

苏鲁造山带是大别造山带的东延部分。受郯庐断裂的影响，超高压变质带在大别山东端被错断，NNE向推移了500～600km而出露于苏鲁地区。尽管苏鲁造山带与大别造山带在岩石大地构造单元上可以大致对比，但在苏鲁带特别是其东北部，要划分出与大别山相对应的岩石构造单元是困难的。在胶东地区东部即牟平断裂以东，广泛发育大型韧性剪切构造，由南向北～北西方向可依次划分为四个岩石构造单元，即海阳所变质地块（榴辉岩化扬子克拉通下地壳单元）、荣成变质地块（超高压变质带）、威海变质地块（麻粒岩化超高压变质单元）、昆嵛山边界杂岩带（超高压变质岩与华北陆块的界限）。它们有各自的变质历史并分别以石岛—青岛断裂、荣成—五莲断裂、米山断裂和牟平断裂这四条重要的逆掩—走滑断裂为边界，形成一系列深层位的结晶构造变质岩片的推压叠置。牟平断裂是华北克拉通的东界，在其以西地区，以发育褶皱构造为主要特征。对比大别与苏鲁地区不难发现，大别地区，在超高压变质单元（南大别变质杂岩带）与华北陆块之间相距150km以上，发育一套俯冲岩石大地构造单元，即北大别山变质杂岩带（安第斯型岩浆弧根部变质杂岩）、北淮阳弧后复理石带（佛子岭弧后沉积），换言之，超高压变质单元与华北克拉通没有直接接触关系。在苏鲁地区，除牟平断裂附近有侏罗—白垩纪火山岩发育外，超高压变质带与华北克拉通变质基底直接接触。那么，两者在深部结构中是否也存在差异？这种差异具有什么样的构造意义？

本文对大别—苏鲁造山带的地震层析成像研究，展现了苏鲁造山带之下的“鳄鱼”状速度结构。代表华北陆壳的水平状高速体向东延伸超过地表上华北克拉通的东界牟平断裂而楔入扬子陆壳中部，并覆盖于扬子古俯冲板片高速体之上。扬子陆壳的上部与其下部及岩石圈地幔拆离，呈张开的“鳄鱼嘴”状，前者逆掩叠覆在华北克拉通陆壳之上，而后者则俯冲到华北岩石圈之下。与苏鲁地区的速度结构明显不同，在大别地区华北陆壳未楔入扬子地壳中，华北陆块的南界在地表和地下是一致的。尽管现存的速度结构是历经地质事件复合叠加的综合效应，但对比大别与苏鲁地区，可能大别造山带之下现存的速度结构主要反映早期的碰撞构造，而苏鲁造山带之下的则更多地反映后期的折返构造。

层析成像揭示的苏鲁造山带之下的“地壳拆离”现象，与地表地质观察结果相吻合。苏鲁地区尤其是其北部的结晶块体，来源于深层而就位于中上地壳水平，是在扬子与华北陆块碰撞之后的进一步挤压过程中伴随超高压变质岩折返而形成的推覆体，期间极有可能发生了与薄皮构造机制类似的构造过程。另外，郯庐断裂在晚侏罗—早白垩世发生左旋平移，也有可能成为苏鲁地区地壳拆离的动力。依据现有资料分析，苏鲁地区的地壳拆离很可能是碰撞后产生的。根据本文结果，“地壳拆离”使苏鲁地区的超高压变质带向北西推移了约400km（比照大别地区）。

本项研究由科技部973项目（G1999075505）和国家自然科学基金（49794044）联合资助。

中国大陆中西部地区的地震层析成像及其地壳上地幔结构

胥 颐 刘福田 刘建华 游庆瑜 陈 辉

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101）

根据中国地震台网和有关省区地震台站的 P 波到时数据，利用地震层析技术反演了中国大陆中西部地区（东经 90°～115°、北纬 20°～45°）的地壳和上地幔三维速度结构。以此为依据结合地质构造和其它地球物理资料，对青藏高原东部以及祁连山、秦岭、南北带等造山带和鄂尔多斯、扬子克拉通地区的岩石层结构进行了综合分析，揭示了主要地质单元和震源区的深部构造特征，并根据软流层的流变性讨论了中国大陆不同地区的深部动力学环境。

地震成像的结果表明，中西部造山带与克拉通地区的壳幔结构存在明显的差异，祁连山、川滇西部、秦岭、太行山等造山带的地壳上部结晶层由于推覆逆冲被强烈抬升，中下地壳普遍具备流变性，壳一幔边界的形态多为过渡带；鄂尔多斯和四川盆地的地壳结构相对简单，中下地壳的平均速度较高，横向变化小，不存在壳内低速层，壳一幔边界清晰平缓；扬子块体向龙门山俯冲的迹象十分明显，汾渭地堑存在地壳局部抬升。

青藏高原上地幔的速度偏低，岩石层的厚度估计在 150km 左右，祁连山部分地区由于地幔热扰动造成岩石层局部减薄，而鄂尔多斯和四川盆地的上地幔高速异常一直延伸到数百公里的深度；秦岭造山带以东经 108°为界分成东、西两段，西段的岩石层结构由于受到青藏高原东部和南北带深部构造活动的影响变动较大；中国东部以太行山一秦岭一武陵山重力梯级带为界，华北平原、江汉平原以及华南一带岩石层明显减薄，平均厚度在 70～100km 左右；云南腾冲地区的高热活动与地壳和上地幔的低速异常明显相关，其深度可以达到 400km。

青藏高原边缘的大部分 7～8 级地震发生在上、下地壳速度异常体的过渡边界附近，1920 年宁夏海原 8 级地震、1927 年甘肃古浪 8 级地震和 1976 年四川松潘一平武 7 级地震与青藏高原东部的地壳挤出和运动受阻有关，它们导致祁连山和龙门山一带岩石层强烈变形，地壳上部的脆性体沿着边缘断裂带向旁侧推覆逆冲而引发地震；川西鲜水河断裂带的地震活动是青藏高原东部松潘一甘孜和川滇两个地壳块体之间的运动差异产生的结果，它们沿着鲜水河断裂带形成了剪切应力差，在甘孜、炉霍、康定等地引起强烈地震；龙陵 7 级地震的深部成因与腾冲上地幔热扰动造成的岩石层减薄和构造失稳有一定的联系。

中国大陆东部地区的软流层形态十分清晰，表现为上地幔浅部 120～210km 的低速带，具有海域地区软流层的基本特征，它的西部以太行山一秦岭一武陵山为界；东部地区软流层的底界面深度由北向南逐渐加深，在华南一带形成深达 400km 的地幔低速柱，它反映了菲律宾板块俯冲在南海海域形成的弧后拉张和地幔上涌迹象。

中国大陆的中部地区软流层的性质不明显，扬子块体深达 300～400km 的高速异常表明上地幔是一个低温层；在西部地区，青藏高原的上地幔显示出热活动的特点，中国大陆中部和西部在上地幔深部的构造分界线以东经 98°～100°的南北向速度异常带为标志。

上述现象表明，中国大陆东部陆缘带和西部造山带的上地幔具有较强的流变性，中部克拉通地区的上地幔流变性较弱，不太可能发生大规模的物质流动，它们制约了东部环太平洋构造域和西部喜马拉雅构造域地幔热扰动对中国内陆区域的影响，对保持中部地区的构造稳定性起到了相当重要的作用。

青藏高原岩石圈三维结构与隆升动力学模式

蔡学林 朱介寿 曹家敏 严忠琼 梁春涛 洪学海

（成都理工大学，成都，610059）

本文根据人工地震测深和天然地震面波层析成像获得的数据和图件基础上，建立起青藏高原及邻区岩石圈三维速度结构模型，编制出相应的高原岩石圈结构图与动力学模式图，探讨了青藏高原隆升机制与动力学模式，获得某些新的发现与新的认识。

1. 高原地壳结构样式

通过青藏高原地质构造研究与人工地震测深成果的综合分析，将青藏高原岩石圈表层由边缘到中央大体划分为三个巨型变形构造带：①青藏高原边缘巨型剪切—挤压走滑—逆冲推覆构造带；②高原内部挤压—伸展花岗岩变形构造带；③高原内部伸展火山—沉积盆地构造带。由此表明，青藏高原隆升过程中岩石圈表层以伸展变形为主。高原壳内速度比周边低，莫霍面埋深在65～78km之间，存在山根。高原内部普遍存在壳内低速层，埋深在20～30km之间，厚5～10km，P波层速度为5.6～6.1km/s。高原边缘走滑—逆冲推覆韧性剪切带多消失在壳内低速层中，壳内低速层属构造拆离滑脱带或局部融熔带，由此表明，壳内低速层是青藏高原地壳变形及隆升过程中，最重要的大陆动力学边界条件之一。

2. 高原边缘岩石圈楔状构造

高原周缘造山带与沉积盆地结合部岩石圈普遍发育楔状构造或鳄盆构造，楔形体尖端指向高原内部，表明印度板块、塔里木板块和扬子板块均向高原周边岩石圈楔入态势，因此，高原边缘岩石圈中下部以挤压变形为主。相应印支地块向东南离散运移，华北地块向东离散运移，伊朗地块向西南离散运移。

3. 高原岩石圈根三维结构类型

地震层析成像显示，青藏高原岩石圈中下部分别存在印度板块和欧亚板块的高速块体或幔块构造，高速块体内Vs速度在4.60～4.70km/s之间，并在东经90°附近的藏北地区深处两高速块体发生碰撞，但在东经78°附近藏西北深处两高速块体还未发生碰撞，由此显示高原内部岩石圈中下部以挤压变形为主。高原岩石圈底界面埋深多在150～180km之间，在高原东西两个“构造结”附近岩石圈厚度达185～210km，因此，青藏高原存在大陆根或岩石圈根，并且大陆根正在加深过程中。

4. 高原软流圈结构

青藏高原软流圈厚度在120～160km之间，Vs速度多在4.33～4.38km/s之间，但中国东部软流圈厚度通常在200km以上，而且Vs速度较低。由于高原岩石圈中下部高速块体逐渐发生碰撞，从而引起下面软流圈内物质向高原周边运移流变，因此，该深度范围内整体可能处于伸展变形状态。

5. 多向俯冲—碰撞—楔入—伸展隆升动力学模式

从全球动力学角度分析，在青藏高原隆升过程中即受印度洋动力体系和欧亚动力体系控制，又受太平洋动力体系的影响。在论述动力学态势后，提出青藏高原多向俯冲—碰撞—楔入—伸展隆升的大陆动力学模式。为此，进一步划分出青藏高原形成与隆升过程的四个阶段：多向俯冲海洋关闭阶段；多向碰撞缓慢隆升阶段；多向楔入快速隆升阶段和多向被动伸展强烈隆升阶段。不少资料显示，青藏高原岩石圈根正在形成和加厚过程中。

本研究得到国家自然科学基金重点项目（49734150）和国土资源部专项计划（20001010）资助。

西昆仑—塔里木—天山深地震测深剖面

李秋生[1] 高 锐[1] 卢德源[1] 张之英[2] 刘 文[2] 李英康[2] 李敬卫[2] 范井义[2] 熊贤明[2] 等

（1 中国地质科学院地质所岩石圈研究中心，北京，100037；2 中国地质科学院 562 综合研究所，河北燕郊，101601）

1. 测线位置与观测系统

西昆仑—塔里木—天山深地震测深剖面，南起西昆仑山（泉水沟），沿和田河横穿塔克拉玛干沙漠，再沿独库公路翻越天山到达奎屯，长约 1200km。共设 12 个炮点，总共用 20000kg 炸药，多井组合激发，120 台三分量地震仪（配 2～2.5Hz 拾震器）纵测线和扇形测线观测。全线测点位置 360 个，平均点距 3km。用便携式 GPS 和 1：10 万地形图定位，世界协调时（UTC）校准石英钟（精度 10^{-6}）。

2. 资料与结果

从记录剖面图上识别出 Pg、壳内反射波 P_2、P_3、P_4 和壳幔界面反射波 Pm 及 Pn（天山地区）等主要震相。在天山地区发现清楚的 Pn 波组，它在 200km 以后成为初至波组并可追踪到 350km。而塔里木盆地在 170～260km 记录到清楚的 Pm 震相，但未能记录到天山那样的 Pn 波组。经过反演和射线追踪正演拟合，得到地壳结构模型：莫霍面深度和地壳平均速度分别为：西昆仑北坡之下 54±2km，6.40km/s；塔里木盆地南部 57～42±2km，5.90～6.20km/s，界面南倾，倾角 5～7°；塔里木盆地中央为 40±2km，6.36km/s，界面中间隆起，南北两翼下降；塔里木盆地北部 44～48km；南天山 48～50km，6.3km/s，界面以 4～5°角度北倾，在南天山与中天山交界处达到 62km；中天山 55km，比南、北天山大 10km 左右；北天山 46km，6.2km/s；速度等值线图勾画出地壳结构的二维变化。上地壳大体上由 6.3km/s 等值线圈定。包括第一层（3.2～6.0km/s，沉积盖层），第二层（6.0～6.2km/s）和第三层（6.1～6.3km/s）。它们在西昆仑和塔里木范围厚度比较均匀，在天山地区厚度变化较大。中地壳大体上由 6.3km/s 和 6.7km/s 两条等值线界定。它在西昆仑范围为梯度层（6.4～6.9km/s），呈南部稍厚北部略薄的楔形。在盆地范围为常速层，厚度变化不大，产状平缓。在塔里木北缘以北演变为低速层，厚度 3～7km，速度 5.6km/s，几乎贯穿整个天山地区。下地壳大体上由 6.7km/s 和 8.1km/s 两条等值线界定。在整个剖面上，除塔中隆起之下为高速的梯度层（7.0～7.3km/s）外。它基本为 6.9km/s 的常速层。盆地中部其厚度仅为 10km 左右，产状平缓。在两侧山区其厚度明显增大，达 20km 以上，盆地南、北缘的莫霍面都向山脉一侧倾斜。上地幔顶部在 8.1km/s 的速度等值线以下。在天山地区由实测 Pn 得到其速度为 8.15km/s，中天山局部为 7.93km/s。西昆仑和塔里木盆地范围上地幔顶部速度值是正演拟合过程给定的。

3. 讨论与结论

①塔里木盆地的地壳厚度至少比两侧山区小 10km，呈层状结构，各层厚度横向变化不大，界面产状近水平，地壳内部未见低速层，表明盆地主体（尤其中央部分）相对稳定的构造环境。盆地南、北缘的盆—山过渡带和山区则明显不同，地壳厚度大于 50km，壳内各层厚度侧向变化较大，存在壳内低速层，下地壳明显增厚，显示这些部位处于挤压应力环境。②塔里木盆地莫霍面的低角度南倾的几何形态及西昆仑下地壳缩短增厚的事实表明，塔里木地壳（至少一部分）插入西昆仑山下。在天山，莫霍面北倾并在中天山之下错断达 10km，显示塔里木地壳可能向天山之下俯冲，其前缘到达中天山与北天山交界处。③较高的地壳平均速度（6.36km/s），说明塔里木盆地具有较大的刚性。塔中隆起（6.36km/s），与华北克拉通的数值相当。存在于麻扎塔格附近的规模和数值都较小的浅部高速异常体不足以作为洋壳残余的证据。

川滇及邻区上地幔顶部Pn波速度结构及各向异性

黄金莉[1]　汪素云[2]　宋晓东[3,1]

（1 中国地震局分析预报中心，北京，100036；2 中国地震局地球物理所，北京，100081；
3 美国伊利偌斯大学，伊利偌斯，61801）

上地幔顶部Pn波速度结构及各向异性是岩石圈强度及形变特征的直接反映，对分析深部动力来源，探讨地壳地震的成因具有重要的意义。川滇是大陆地震较活跃的地区，为了研究该区的Pn波速度结构，将研究区域的范围适当扩大（15°～40°N，85°～115°E），以使川滇地区处于研究区的中部。以中国地震年报、四川及云南地震台网观测报告提供的地震波到时数据为基础资料，从中选取1980～1997年间发生地震的Pn波到时数据34402个。

为保证反演中有足够多的射线和高精度的数据，经过反复试验确定在反演中选用的Pn到时数据应符合以下条件：①震中距在2°～12°之间；②走时残差≤6.0s；③每个地震的Pn射线数≥10条；④每个地震台站的Pn射线数≥10条。按上述条件共选出3403次地震在177个地震台站上记录到的Pn射线23298条，利用层析成像方法重建了研究区域上地幔顶部的Pn波速度结构及各向异性，地震和台站延时。

将地幔顶部表面（Moho面）分成一系列的二维网格，第i个台站接收的第j个事件的Pn走时残差t_{ij}可用下面走时方程描述：

$$t_{ij}=a_i+b_j+\Sigma d_{ijk}(s_k+A_k\cos2\varnothing+B_k\sin2\varnothing)$$

用预条件LSQR算法解上述方程组，采用不同网格参数化的棋盘分辨率检测结果说明，研究区内的大部分地区分辨率达2°×2°。反演得到的主要结果如下：

(1) Pn波平均速度为8.0km/s，相对于该平均速度的扰动值在±0.3km/s范围内变化。分析该区地质资料不难发现：在稳定地块和盆地内部Pn波为高速，而在活动地块内部Pn波速偏低。分析对比区域内地热分布，较明显的特征是研究区内的几个地热带Pn为低速，其中速度最低的区域为海口北部的沿海地热区，速度大约为7.7km/s。在昆明及邻区、贵阳北部和腾冲火山区Pn波速都表现为负异常，这些区域是研究区内的大陆地热区。由此说明Pn波速度与地热分布存在明显的关联性，而地热区的热源也许来自上地幔或更深的层位，这些地方的Moho面或许处于部分熔融的状态。将Pn反演结果与作者已完成的区域三维速度反演结果比较发现，40km层面上三维速度结构与Pn波速具有一致的趋势性。

(2) 地震波速度各向异性是形变历史的直接反映。各向异性反演结果呈现出区域内岩石形变的复杂图像。在缅甸弧南部印度板块直接向北顶撞，该区地壳形变的水平速率较大，而各向异性达区域内最大值。在滇西南及中缅边界主要受到印度板块的向东挤压的作用，其快波方向转为东西向，比较发现该区各向异性的的快波方向与大地形变方向平行，而量值大致正比于水平形变速率。由此说明该处各向异性与驱动板块的形变相关。参照SKS波分裂得到的各向异性研究结果发现，在昆明台附近两种方法得到的结果大致吻合。

(3) 反演中取地壳深度为50km，反演得到的相对于这一深度的台站延时，其青藏高原的东部区域为正延时，表明这一区域的地壳较厚，而105°以东为负延时，表明地壳厚度相对较薄，这与以往其它方法反演得到的Moho界面深度变化的总趋势是一致的。

本项研究由国家基础研究973项目（95－13－02－06）资助。

中国西南及邻区三维速度结构研究

雷建设[1] 周蕙兰[2]

(1 中国科技大学研究生院，北京，100039；2 中国科学院研究生院，北京，100039)

中国西南及邻区是指北纬 10°～36°，东经 70°～110°的范围。印度板块和欧亚大陆的汇聚碰撞作用，使得该区的地质构造极其复杂，地震活动也极为频繁。从地震层析成像来讲，除我国川滇、青藏高原和印度东北等地区深至 100km 左右的分辨率较高外，多数地区深部的分辨率还比较低。由此，本文利用 ISC 报告和中国基准台提供的初至 P 波到时资料，试图给出该区的地壳上地幔三维速度结构。

本文选取了发生于研究区内 7053 个地震由区内 165 个台站记录到的 80974 条初至 P 波到时资料。其中 ISC 报告资料为 1964～1997 年间在 119 个台站记录到 3784 个地震(Mb2.9～6.4)的 45109 条 P 波到时资料，残差在 5.0s 内；中国基准台资料为 1985～1997 年间在 46 个台站记录到 7053 个地震(Ms3.0～6.5)的 35865 条初至 P 波到时资料。每个地震记录台数不少于 5。

本文采用网格节点对研究区模型参数化。水平方向上为均匀网格节点 2°×2°，深度方向上层厚不均匀，90km 以上，层厚为 20km，90～150km 之间，层厚为 30km，而在 150km 以下分别以 60、90 和 100km 为层厚。最大深度至 400km。节点速度为待求未知量。初始速度值取自文献（曹家敏等，2001），在模型空间中间断面的设置与模型空间中任意一点速度的取值与以往工作相同。在反演过程中，莫霍面深度保持不变。

P 波走时计算采用赵大鹏等人的近似弯曲射线追踪方法及程序。该方法主要分为间断点和连续点两种情况进行处理，利用在连续点上的近似弯曲法和在间断点上的 Snell 定律，最后得到走时最小的射线路径及相应的走时。每次迭代新模型建立后，利用 Geiger 方法对地震更新定位。采用阻尼最小二乘反演方法反演迭代得速度修正值。反演结果表明：

(1) 在 70km 深度以上速度不均匀性明显。在 70km 深度以下，随着深度的增加不均匀程度有所减弱，但到 400km 深度横向不均匀性还依然明显。

(2) 在 120km 深度以上，速度结构与大构造轮廓有对应关系，而在该深度以下不太明显。

(3) 普遍认为，密支那—昆明南的低速度异常可能延伸至 110km（刘瑞丰等，1993；刘建华等，1989）。研究表明，它可能更深至 300km 左右，只是在不同深度上异常区的大小和位置略有变化。在 10km 深度上，昆明—南宁近 NNW 向低速异常向下延伸至 120km 左右，只是在不同深度上异常区的位置、大小及走向略有不同，在 30km 深度上北移，在 50km 深度上北移至成都西且为 NS 走向，至 70km 深度变为 NNE，至 90km 深度又往南延伸，至 120km 深度与其它低速度异常连为一体。这些低速柱可能是由地幔热物质上涌造成的。

(4)研究区发现有速度异常区。印度板块在 24°N，76°E 位置附近的 130～170km 深度范围内有一高速区，向东可扩展至 78°E 左右，向北扩展至 30°N 附近。同时，印度板块在 20°N，74°E 位置附近的 180～230km 深度范围内有一低速区，向北扩展至 30°N 附近，向东扩展至孟加拉湾海域，向西扩展至阿拉伯海边缘。在青藏高原 30°N，88°E 附近之下的 130～170km 深度范围内有一高速异常区，向东达 100°E 附近，向南扩展至 26°N 附近，向西扩展至 70°E 附近。青藏高原在 200～300km 深度上存在一低速异常，该低速异常向东至 100°E 附近。

本研究由国家自然科学基金会资助（课题批准号 49734150）。

中国大陆的地壳上地幔横波三维速度结构

何正勤　丁志峰　孙为国

（中国地震局地球物理研究所，北京，100081）

本文利用中国数字化地震台网（CDSN）11个台站和IRIS在中国周边的12个数字地震台站的长周期瑞利面波资料，采用Ditmar & Yanovskaya（1987）和Yanovskaya & Ditmar（1990）提出的面波群速度层析成像方法反演得到10s～92s周期范围内的25个中心周期的群速度分布数据，并用光滑约束的遗传算法反演得到了中国大陆及其东部邻域的地壳上地幔横波三维速度结构。给出了沿北纬30°、38°两条东西向剖面和沿东径90°、104°、120°三条南北向剖面的地壳上地幔横波速度结构；并在15个不同深度的水平切片上展示了中国大陆及东部邻域的横波速度分布图像。

在30km深度的水平切向上，中国大陆以105°E为界，西部的速度明显低于东部。在西部，塔里木盆地、天山、准噶尔盆地的速度较高，青藏高原和祁连山褶皱系是明显的大范围低速区域。东部大陆区速度变化不大，S波速度为3.8km/s左右，属大陆区正常的下地壳速度。在该深度上，东部海域已进入上地幔，横波速度为4.3km/s左右，其中渤海、日本海盆和太平洋西北缘地区的速度较高。

在40km深度的水平切片上，横波速度存着明显的北东向突变带，其位置与大兴安岭—太行山—武陵山重力梯度基本一致，其西部地区的速度为3.3～3.9km/s，而东部地区已进入上地幔。青藏高原东部和三江褶皱系是明显的低速区域，这是该地区壳内低速层的反映。

在60km深度的水平切片上，整个青藏高原是低速区域，该区域地壳厚度大于60km。杭州湾—东海的速度比邻区明显偏低。随着深度增加，该区域的低速度异常更加突出，同时三江褶皱系南段也出现了一低速区域，这可能是上地幔低速层的顶部，随着深度的进一步增加，在深度90～120km的水平切片上，上地幔低速区的条带分布十分明显。

中国大陆约以105°E为界，东西两部分的速度结构差异较大，在东部的扬子地块、华北块体与东北块体之间存在着明显边界。青藏高原具有巨厚的地壳，在其腹地（32°N，92°E）的地壳厚度大于70km，其西部地壳内没有低速层存在，而在东部的地壳内深度20～30km以下存在着厚约20km的低速层，低速层南薄北厚。青藏高原东部的上地幔低速层顶部边界由西向东逐渐抬升，在98°E附近与南北构造带的上地幔低速带交汇。塔里木盆地地壳上部速度较低，上地幔速度随深度增大，在深度140km范围内没有发现上地幔低速带的存在，具有明显的稳定地台特征。扬子地台地壳速度结构简单，分上下两层，横向变化不大，但深部以112°E为界，东西部存在明显差异，在西部没有发现上地幔低速层，而东部从112°E开始有一明显的厚约20km的上地幔低速薄层，顶部埋深130km，由西向东逐渐变浅。

祁连褶皱系与中朝地台西部，在地壳下部存在一低速层，上地幔低速层的顶部埋深为100km左右。中朝地台东部的上地幔低速层埋深为70～80km。东海及冲绳海槽一带的上地幔顶部速度较低（4.2～4.3km/s），直到100km深度才恢复到正常的上地幔速度值。

本项目得到国家科委攀登预选项目"东亚大陆动力学研究"和地震科学联合基金"中国大陆岩石圈结构"（No.9507413）的资助。

台站下方上地幔S波速度结构的接收函数反演

杨　毅　周蕙兰

（中国科学院研究生院，北京，100039）

目前，对于上地幔中 410km 和 660km 间断面埋藏深度的研究已有很多。其中不少作者使用接收函数方法来获取P波入射到台站下方这些间断面的折射转换震相 $P_{410}S$ 和 $P_{660}S$ 与P波的观测到时差，并根据一定的初始速度模型计算理论到时差，然后调整 410km 及 660km 间断面的深度，使得观测走时差和理论走时差相一致，进而得到这些间断面的埋藏深度。在这些工作中，把理论计算值和实际观测值的差异全部简单地归结到是由间断面的埋藏深度所造成的。然而计算表明，不但间断面的埋藏深度，而且间断面之上的速度结构，对于间断面的相关走时的影响也是很大的。因此，通过确定台站下方的速度结构来获取间断面的深度才是比较合理的。

我们使用海拉尔地震台（HIA）的远震观测接收函数，使用遗传算法反演得到了 HIA 台下方的S波速度结构和 410km 及 660km 间断面的埋藏深度。在处理 HIA 台的远震观测接收函数的基础上，根据不同的震中距和方位角范围，对所得到的接收函数进行了分组叠加，得到了一定方位和一定震中距范围内的平均接收函数。

我们将台下的介质视为分层叠加而成的，反演中的变量是每一层的上、下边界的S波速度及层的厚度。每层内的S波速度随深度的变化由上下边界速度线性内插决定。由于所使用的变量较多，为有效快速地得到变量的解，我们采用了“剥层”的方法，从上至下逐步得到S波速度结构，即首先反演得到上面几层的速度结构后，将其固定，然后反演其下面若干层的速度结构，重复这样的过程直至整体的深度超过 660km 间断面。这是基于这样一种认识：在台站的远震接收函数中，P波之后较短时间内的震相，主要对应着较浅层结构S波速度的变化。

遗传算法是模拟生物通过基因的遗传、变异、繁殖和选择来达到所反演问题中的参数的优化。遗传算法已在地球物理研究中得到了很多应用，但目前此方法应用于地震台站之下S波速度结构的接收函数反演，深度只是在岩石圈的范围。

对于多参数的反演问题，遗传算法对模型整体进行追逐搜索，能有效地进行全局优化。但由于是对模型整体进行的，所以遗传算法的运行时间较长。另外，传统的遗传算法对于参数的局部微调能力较弱。为了提高优化的速度和局部微调能力，我们在算法的杂交过程中使用了算术杂交技术；在变异过程中采用了非均匀变异技术。所谓算术杂交，是指如果基因 X_1 和 X_2 被选择杂交，则其后代为 $X_1'=aX_1+(1-a)X_2$，$X_2'=aX_2+(1-a)X_1$，其中 a 为 0 和 1 之间的随机数。使用算术杂交使得优化的收敛速度增加。非均匀变异技术是指如果取值范围为 $[X_L, X_U]$ 的基因 X 被选择变异，则变异后的基因 X′ 的取值范围为 $[X-\Delta_{left}, X-\Delta_{right}]$，$\Delta_{left}=X_L+(X-X_L)r^{(1-t/T)\exp(b)}$，$\Delta_{right}=X_U+(X_U-X)r^{(1-t/T)\exp(b)}$。

其中 r 为 [0, 1] 之间的随机数，t 为演化的代数，T 为最大演化代数。这种非均匀变异使得在演化初期保证了全局搜索，而在后期增加了局部微调能力。

反演结果表明，HIA 台之下 Moho 面之上的速度结构比较复杂，不同方位的速度值差异较大；Moho 面之下存在明显的低速层。除了 Moho 面、410km 和 660km 间断面之外，在 200km 和 300km 深度附近还存在明显的间断面。我们得到了不同方位的各间断面的埋藏深度。

本研究为地震科学联合基金会与中国科大博士点联合资助（197033）和国家自然科学基金（49734150）资助项目。

利用接收函数反演方法研究中国数字地震台站下地壳岩石圈 s 波速度结构

孙为国　丁志峰　何正勤　吴庆举

（中国地震局地球物理研究所，北京，100081）

本项研究利用中国数字台网记录到的发生在 1998 年下半年的 11 个震级大于 6 级的远震事件的宽频带体波数据，使用较频率域除法运算稳定、精度高、分辨好、从远震 p 波波形中提取接收函数的时间域反褶积方法—最大熵反褶积方法获得了 CDSN 台网 11 个台站各事件的接收函数。通过大致相同方位的强相干的接收函数进行同相迭加，从而得到了各台站下岩石圈的平均接收函数［其中地震事件震中位置主要分布在纬度 0～15°、经度 121～139°范围内，主要方向为东一东南（E—ES）］。

通过宽频带远震体波波形反演方法对接收函数进行了反演，依据近震体波、面波人工地震测深资料给出了初始模型，并用"跳动算法"对速度模型施加光滑约束，获得了较为可靠的各台站下岩石圈 s 波速度结构（所有莫霍面 s 波速不小于 4.3km/s）。以下给出三个主要反演结果和分析：

拉萨台（LSA）：莫霍面深度为 72km。自地表至 22km s 波速度结构表现为一个逐渐递增的弱梯度带，速度由 3.0km/s 增至 3.88km/s。22km 至 45km，s 波速度结构呈现一个由高至低再到高的弧线型变化。50～72km s 波速度结构与上述情况相同。拉萨台下的莫霍面上下速度变化不显著，既壳幔边界不是很清晰。这与赵文津等在青藏高原所做深反射结果有吻合之处。在深反射剖面中，从萨马达至羊八井之间 20～26s（反射波双程走时时间）时段都看不到清晰、连续的反射界面。这种现象有可能是由于印度板块向欧亚板块下插入而稳定的欧亚大陆（西伯利亚地台?）对其产生制动作用，从而产生强烈挤压作用使地壳水平短缩和垂直增厚，而且这种作用目前仍处于持续阶段，因此造成地壳深部温度较高、壳幔边界—莫霍界面分层不清晰、而且波速较低的状态。

琼中台（QIZ）：莫霍面深度为 30km。地壳与上地幔顶部结构较复杂，自莫霍面至 80km 出现多个速度高低交替变化层，42km 到 60km 平均 s 波波速达 4.7km/s，而在 62～70km 之间有一与上下层速度差约 0.6km/s 的低速层。琼中台上地幔顶部的平均 s 波速度在已获得的 11 个台站结果中是最高的。

西安台（XAN）：莫霍面深度为 36km。该处位于中国大陆几大块体的接合部位，从已有的岩石圈结构研究成果来看：在一个较大范围内莫霍面变化很小。反演结果表明：该台下，地壳 s 波速度结构比较特殊，从浅部至莫霍面速度呈递增趋势，根据梯度陡度变化大致可以将地壳分为三层：自地表至 15km 为上地壳；15～27km 为中地壳；27～36km 为下地壳。梯度变化趋势为上地壳最陡，下地壳最缓，中地壳介于其中。上地幔顶部 s 波速度结构比较复杂，出现比较明显的波速高低交互变化。

远震接收函数反演方法可以给出地震台站下方岩石层比较精确的一维速度结构。因为，在宽频带远震 p 波记录中包含较丰富的高频分量，在反演地壳、上地幔速度结构时从这些信息中可以获得较高的垂向与横向分辨率。

本项研究也表明：由于地壳及上地幔顶部结构和构造比较复杂，如各向异性或莫霍面存在较大倾角等情况。因此，同一台站获得的不同方位地震事件的接收函数有时存在一些差异。这些差异在反演结果中将产生一定影响。有关这方面的问题有待进一步的研究。

本项研究得到国家科委攀登预选项目"东亚大陆动力学研究"和地震科学基金"中国大陆岩石圈结构"（No. 9507413）的资助。

中国境内卫星磁异常的初步解读

张昌达

（中国地质大学地球物理系，武汉，430074）

我国地球物理学家利用美国MAGSAT（磁力仪卫星）数据经处理后编制了几种卫星磁异常图。卫星磁异常的特点是异常范围宽广，由于卫星飞行高度达400～500km，测得的是所谓的长波长异常。主要反映地壳和上地幔内巨大的磁性块体。

在解读时，我们以定性解释为主，辅以必要的估算。将卫星磁异常图和构造图、含油气盆地图进行对比后发现：在塔里木地台上分布有 ΔF 正异常，异常范围大体上与地台范围相符，塔里木盆地异常最强，极大值接近 8nT。阿尔泰山脉是负异常分布区。扬子地台以四川盆地为中心，也分布着 ΔF 正异常，极大值接近 6nT，异常范围大致与地台范围符合。华北地台也分布着 ΔF 正异常，幅值小于 4nT，异常宽缓。从北京经太原到宝鸡的一条零等值线将华北地台分为两部分，在此线西北分布着负异常，异常值为 0～－2nT，该部分面积稍小。在华北地台北部中蒙边境一带，分布着一个极值为－4nT 的负异常，作者认为它是华北地台北部边缘效应。在华北地台和扬子地台之间，横亘着狭长的秦岭大别褶皱带，并未把两个地台分隔很大距离，因此扬子地台的正异常和华北地台的正异常汇合在一起，形成一个大范围的异常。松辽盆地也分布着一个峰值接近 4nT 的正异常。在大小兴安岭分布着负异常。我国喜马拉雅山脉和西藏高原分布着一个有名的卫星磁异常，范围宽广，极值接近－9nT。西藏高原热流值高，使居里面抬升，导致下地壳磁性消失。作者推断，西藏高原地壳的磁性层在 30km 深度以内，该层的磁化率为 0.0163SI，对应于 I 型花岗岩类的磁性，局部地段可能有较强磁性的岩石。三江地槽地壳磁性与之类似。

从 SCHAΔZ 图上可见，塔里木盆地卫星磁异常源的中心位置为 41.5°N，82.5°E，据航空磁测数据的推断结果和本文作者的估算，盆地之下有一巨大扁平的磁性体，其直径大于 200km，厚度约为 40km，镶嵌到莫霍面以下约 6～8km，其磁化强度约为 2A/m。对应的磁化率为 4.65×10^{-2}SI，相当于基性岩的磁性，盆地有一个磁性底座。由卫星磁异常推断，四川盆地磁性源的平面位置为 31.5°N，107.5°E，同样有一个镶嵌到莫霍面以下的磁性底座。松辽盆地磁性源的平面位置为 45°N，124°E，也有一个镶嵌到上地幔的磁性底座。以上三个盆地都有与盆地分布形态基本相似的局部重力高，反映这些盆地下面具有高密度的核部。我们认为在这几个盆地之下，都有一块巨大的致密坚硬、具强磁性的“磐石”。在南海，有两个很明显的范围很广的卫星磁异常（ΔZ），我们推断，大约以 120°E，17°N 为中心，在南海中央海盆一带有一磁性层其南北向延伸 550km 左右，东西向延伸为 750km 左右。另一磁性层大约以 116°E，9°N 为中心，在曾母盆地和文莱—沙巴盆地一带，其南北向延伸 450km 左右，东西向延伸 1000km 左右，两个磁性层的深度可能在壳慢界面上下。姚伯初曾提出一个南海地壳的演化模型，在下地壳内有一层波速为 7.2km/s 的地层。作者以为，上述磁性层也许就是波速为 7.2km/s 的地层，可能是麻粒岩和二辉橄榄岩的混合岩。此外，在黄海之下壳慢界面上下也可能分布有一磁性层，其中心大约在 125°E，35°N，其南北向延伸约 500km，东西向延伸约 400km。

用重力固体潮汐资料分析岩石弹性的变化

张 晶

(中国地震局分析预报中心，北京，100036)

地球近似于弹性体，弹性地球的固体潮理论值可以从理论上计算出来，而由于地球的不均匀性，地球各个区域的弹性特征又有不同的差异，因此实测固体潮值与理论固体潮值存在偏离。通过长期连续观测团体潮资料，比较固体潮的观测值与理论值，可以研究地球的空间不均匀性。

1. 重力固体潮理论值的计算方法

假如把地球看成弹性体，则月亮和太阳的起潮力位在地面任一点的重力变化即为该点重力固体潮 Δg，其变化由以下三部分组成：①月亮和太阳在该点产生的起潮力的垂直分量，②地球的潮汐变形引起的地球内部密度变化在该点产生的重力变化，③地球的潮汐变形引起的地面升降在该点产生的重力变化。假如把地球看成钢体（即在外力作用下不发生变形），则起潮力位作用所引起的重力变化只有①项，计算公式如下（郗钦文，1982）：

$$\Delta g=-164.89\ (\rho/\rho_0)\ (C/R)^3\ (\cos^2\theta-1/3)\ -1.37\ (\rho/\rho_0)^2\ (C/R)^4\ (5\cos^3\theta-3\cos\theta)\ -75.72\ (\rho/\rho_0)\ (C/R)^3s\ (\cos^2\theta_s-1/3)$$

其中 $\rho/\rho_0=1+0.00167926\cos2\varphi$（$\varphi$ 为测点地理纬度，θ 为地心天顶距）

2. 重力 m_2 波潮汐因子

使用维尼迪柯夫调和分析方法计算潮汐参数，获取测站固体潮潮汐参数是固体潮观测研究的主要目的，观测振幅与理论振幅之比为潮汐因子，其变化与地球弹性特征的变化有关。在资料处理过程中由于半日波中 m_2 波比较稳定，因而通常从 m_2 波的变化中寻找与地震有关的信息。

3. 重力潮汐加卸载响应比及其计算方法

根据岩石试验的结果，当作用在岩石上的应力超过一定值时，岩石本构关系出现非线性变化，而且其关系已不是一一对应关系（姚孝新等，1987）。当加载应力处于线弹性段时，如果对岩石加一正弦扰动应力（相当于引潮力的作用），其加载和卸载的应力一应变关系没有明显的差异；如果在非线弹性段时对其加卸载，其应变响应就不完全是正弦曲线。可见岩石处于不同的应力状态，其弹性性质会有所变化。在潮汐扰动力的作用下，研究加卸载响应比可以研究基岩是否处于非线弹性形变阶段，响应比的值偏离 1 可以看作是岩石破裂的前兆。

重力观测值的数学模型：$g=RV_{(t+\Delta t)}+K_0+K_1t+K_2t^2$

4. 计算结果及分析

对全国定点重力观测数据进行整理，计算出 m_2 波潮汐因子的时间变化序列，宝坻台在 1989 年 10 月大同 6.1 级、1991 年唐山 5.0 级、1995 年 10 月唐山 5.1 级地震前均出现了潮汐因子大于 3% 的变化，变化形态均表现为下降，与岩石实验结果比较一致，根据模拟实验，岩石在受压破裂前，弹性模量和弹性波速都出现下降，而潮汐因子的下降正反映了这种变化。

应用潮汐响应比的计算结果，对照测区 100km 范围内 Ms4.0、200km 范围内 Ms5.0、300km 范围内 Ms6.0 以上地震进行分析，有些台站的计算结果与地震有相应的反映，如乌鲁木齐测点在地震前出现响应比增大的现象，说明重力加卸载响应比可以反映地震前岩石弹性性质的变化；而有些台计算结果不稳定，可能与测点观测精度、观测条件所限（如断电）有关。

华北地区大陆布格重力异常多尺度分析

侯遵泽[1] 方盛明[2]

（1 中国人民武装警察部队学院，廊坊，065000；2 国家地震局地球物理勘探中心，郑州，450003）

1. 引言

众所周知，重力测量获取的重力异常反映的是岩石圈岩石密度的不均匀性。根据需要解决的地质问题，人们期望得到目的地质体对应的重力异常，并据此对重力异常进行反演与解释，从而获取目的地质体的密度、形态、埋深等信息。为了获取目的地质体对应的重力异常，就需对实测重力异常进行分解，以往通常采用趋势分析、解析延拓、圆周平均、匹配滤波等方法，但效果总不尽如人意。近年来，国内有些学者引入小波分析法对重力异常进行多尺度分解，并取得了很好的效果。我们利用二维小波多尺度分解方法对华北地区布格重力异常进行了分解，对分解结果进行了分析、对比，认为成功地分解得到了沉积基底面与莫霍面对应的重力场。根据分解结果，结合地震资料进行了反演，得到了华北地区岩石圈底界面深度。

2. 重力异常多尺度分解方法

设函数 $f(x, y) \in VJ^{21}$，根据小波多尺度分解方法原理，分解到第 J_2-J_1 步，有

$$f(x, y) = AJ_2 f(x, y) + \sum_{j=J_1+1}^{J_2} \sum_{\epsilon=1}^{3} D^{\epsilon}{}_j f(x, y), \tag{1}$$

其中，

$$A_j f(x, y) = \sum_{m_1, m_2 \in Z} c_{j,m_1,m_2} \Phi_{j,m_1,m_2} \tag{2}$$

$$D^{\epsilon}{}_j f(x, y) = \sum_{m_1, m_2 \in Z} d^{\epsilon}_{j,m_1,m_2} \Psi^{\epsilon}_{j,m_1,m_2} \tag{3}$$

令 $\Delta g(x, y) = f(x, y)$，重力分解表达式可简记为：

$$\Delta g = A_4G + D_1G + D_2G + D_3G + D_4G \tag{4}$$

式中 $D_1G \sim D_4G$ 为 1 阶～4 阶小波变换异常细节，A_4G 为 4 阶小波变换异常逼近。

3. 华北大陆布格重力异常多尺度分解

应用上述小波多尺度分解方法，我们对华北地区布格重力异常进行了分解，将得到的深部重力异常结合其他地球物理方法进行了华北地区岩石圈底界面的反演，从该区岩石圈底界面的展布图像，可以看出其界面特征和强地震特征，反映了该区在地貌分布和岩石圈结构等方面较明显的分区性。

4. 结论

小波多尺度分解技术用于华北地区布格重力异常的分解是成功的。利用小波多尺度分解技术得到的深部重力异常进行反演，获得了较为理想的地质解释。

本文得到国家自然科学基金（49774230）项目资助。

大陆根现象的地球动力学意义

池顺良[1] 骆鸣津[2]

(1 鹤壁市地震局，458000；2 河南省地震局，450000)

地幔三维速度成象表明，古大陆地盾底部存在高波速的地幔根。高波速大陆根存在是普遍现象，这在发表的地幔层析图上都能看到。

方剑、许厚泽根据重力和大地水准面资料计算了地球内部密度异常。上地幔密度异常最明显的特征也是大陆下部高密度的地幔根现象。其图像与地震层析揭示的古陆核底部发育的高波速异常区相吻合。南美和澳大利亚大陆下密度异常最高，可达到$+0.016g/cm^3$。南、北极密度异常完全不同，南极为正异常，北极为负异常，300～400km深度以下，异常渐渐消失。由此，可以认为陆根地幔的高密度已为地震层析与卫星重力测量两种不同资料印证。

Fukao (1994) 曾将深度为78～478km的P波高速体与全球太古界、元古界古地盾位置进行对比，发现陆根的中心与作为大陆中心的古地盾的地理位置基本吻合。说明大陆根与大陆的发生与生长有密切关系。

从太古代地壳形成以来，陆壳的放射性就高于洋壳，但两者的热流几乎相同。这表明，厚的陆壳成了阻挡地幔热向外发散的保温层。因为大陆已经存在了10亿年以上，因而大陆下部地幔温度应比大洋下部高，地震波速也应较低，与实际观测到的高波速相矛盾。上述矛盾是因为我们先验地假定了大陆与大洋底部地幔物质成分相同引起的。如果我们考虑一个地幔物质分异的地球模型，上述矛盾就能得到说明，我们对大陆根现象就能给出一个成因解释。

影响分异速率最重要的因素是温度。温度较高的大陆下部地幔中玄武岩浆分异的速率就会高于洋壳下部地幔。虽然温度升高使地震波速降低，但分异出较多轻物质成分，则使地幔岩的密度和刚度增大，波速增高。这两个矛盾因素的竞争最终使大陆下部地幔的波速高于洋壳下部地幔，成为波速正异常区。

根据岩石学研究，从地幔岩中可分异出约7～12%的玄武岩浆，未分异的上地幔岩的密度为$3.25g/cm^3$，分异后的密度为$3.29g/cm^3$。要使大陆下部地幔产生$0.01g/cm^3$密度正异常，大约要分异出3%的玄武岩成分。

用大陆与大洋地幔的差异分异来解释大陆根现象，综合了全球地震层析与全球大地水准面异常、卫星重力两大数据集并相互验证，又融合了岩石学有关数据，应是可以考虑的一种成因解释。如果我们接受这一解释，那么将可从中获得关于地幔分异速率等方面的重要参数。根据大陆地幔根中，地幔玄武岩浆分异上升平均经过约200km路程到达大陆地壳底部，这一分异过程已经历了10～20亿年。由此可以估算，上地幔橄榄岩晶间缝隙和浆胞中玄武岩岩浆分异上升的平均速率约为0.1～0.2mm/a量级。这一速率比板块理论中板块运动的速率还要小两个数量级。

大陆地幔根这一地球物理观测事实使得地壳与上地幔连接成了整体，以150～200km深处软流圈底部为上界的大尺度地幔对流设想将被否定，地幔大尺度运动将变得十分困难；这就是为何在发现大陆地幔根现象后不久，Lowman就提出了‘大陆固定不动的板块构造假说’的原因。不依赖对流机制而依靠地球自转能的地球动力学过程与大陆相对固定的‘新固定论’将重新受到重视。

本研究为中国科学院动力大地测量学开放研究实验室资助项目。

S 波速度结构的接受函数与面波资料联合反演

吴建平 明跃红 贺传松

（中国地震局地球物理研究所，100081）

宽频带远震接收函数方法已在岩石圈速度结构、上地幔速度间断面特性、地壳厚度和各向异性及内部的泊松比重要构造单元边界的划分等研究中得到广泛应用。由于远震接收函数能较好地反映台站下方附近的速度结构，并对速度界面特别敏感，因而极大地提高了对速度模型的分辨率。但由于界面间的多次反射转换波易受噪声和地面附近低速层内多次波的干扰，接收函数反演对S波绝对速度的约束较差，反演得到的模型存在速度和深度之间的相互影响。

许多地球物理学家都认识到（Ammon，1990），在接收函数反演中必须充分利用其它地球物理资料作约束，以减少反演的非唯一性。其中，接受函数和面波资料主要反映S波速度结构特征，同时都受P波速度结构和介质密度的影响，可以比较方便地进行联合反演。该方法利用接收函数能较好地反映速度的垂向变化特征和面波频散资料可以较好地反映地下介质的平均速度特性的优点，极大地提高了地壳上地幔S波速度结构和地壳厚度反演的可靠性，其特点类似于人工地震中同时利用折射和反射资料研究地下介质结构，即折射资料可以较好地限定绝对速度，反射资料可以更好地确定高分辨的地下介质结构图像。

理论模型的接受函数反演研究表明，即使引入少量周期的面波频散资料作约束，反演的S波速度和地壳厚度等参数的稳定性也将得到较大程度的提高。在实际资料的反演中，考虑到天然地震观测台站一般建于基岩之上，而较短周期的面波频散资料受地表附近的沉积层影响，短周期面波资料对结果的约束可以适当放宽。

我们利用中国大陆面波层析成像研究中得到的面波群速度频散曲线资料，选取CDSN数字地震台站附近地区的群速度资料与接受函数同时反演，得到了地震台站附近的S波速度结构。对于速度结构变化剧烈的区域数字地震台网，由于利用CDSN、GDSN以及我国境内的临时地震台站得到的中国大陆的群速度层析成像结果的横向分辨率不能满足更高横向分辨率的要求，可以利用远震面波采用两台法得到台站间的相速度，通过接受函数与相速度的联合反演可以得到更可靠的岩石圈速度结构。

我们利用云南区域数字地震台网的资料，对该地区100km以上深度的S波速度结构进行了研究。结果表明：云南地区地壳厚度变化剧烈，中甸、丽江等西北部地区，地壳厚度达62km左右；景供、思茅和沧源等南部地区，地壳厚度仅为32～34km，厚地壳从西北部向东南方向伸展，厚度和范围逐渐减小，至通海一带地壳厚度减为42km，其形态和范围与小江断裂和元江断裂围成的川滇菱形块体相一致；地壳厚度较小的东、南部地区Moho面速度界面明显：在地壳厚度较大或变化剧烈的地区，Moho面大多表现为S波速度的高梯度带。云南地区S波速度结构具有很强的横向不均匀性：10km深度以上，北部地区S波速度明显低于南部地区，在10～20km深度范围内，北部地区的S波速度比南部地区高；地壳内部S波速度界面的连续性较差，低速层的深度和范围不一，近一半的台站下方不存在明显的低速层。受南部地区上地幔的影响，40～50km深度范围内，S波速度南部高、北部低，高速区随深度增加逐渐向北推移，低速异常区形态与川滇菱形块体的形态趋向一致，70～80km深度的上地幔速度分布与云南地区大震分布具有一定的相关性。

12. 地球内部结构及其动力学

从我国震源机制深度变化研究地壳—地幔流变特征

石耀霖　朱守彪

（中国科学院研究生院，北京，100039）

大陆岩石层的流变性质是地球动力学中的一个基础性问题，任何定量模拟都涉及岩石层的流变性质的选取；然而它又是一个尚未满意解决的问题。70年代来岩石流变实验积累了大量实验室资料，把它们应用到大陆下地壳和地幔条件下，得到下地壳可能具有比上地幔更低强度的推论。这一观点近二十年来广泛流行，也得到了许多观测资料的支持：例如一些山没有山根（阿巴拉契亚山脉的 Scottish 部分），美国盆岭区引张系数 β 达 1.4～4.0，但 Moho 面平坦而没有上涌，类似现象在英国大陆架深反射资料也观测到，这些都可以用下地壳岩石弱于 Moho 下的地幔的模型解释：较强的 Moho 面没有沉陷或上涌，而是软弱的下地壳岩石横向流动而补偿地表载荷。然而，山或高原有根（例如青藏高原主体，阿巴拉契亚山，阿尔卑斯山等）、引张盆地地幔上涌（如我国华北，爱琴海，北海北部等），这些是经典的大量观测到的现象，而重力均衡的 Airy 模型的前提是下地壳强度高于 Moho 下的地幔，类似于冰飘于水上，才能实现均衡并保持百万年以上的时间。究竟 Moho 面上下的地壳和地幔岩石的流变性差别是怎样的？Moho 面附近究竟应该采用强地幔—流动的弱地壳模式，还是采用流动的弱地幔—强地壳模式？这些是当代地球动力学面临的一个悖论，需要多方面的研究。本文仅从一个方面，即震源机制主压应力倾角的深度变化特征与岩石层流变性质关系做一些简单探讨。

震源机制的方位角曾经得到人们的重视与研究，但对其倾角的含义和研究尚未给予足够重视。震源机制主应力倾角的深度变化，在一定程度上与岩石圈流变性质的深度变化有关，因此提供了研究岩石层流变性质的一种手段。在自由表面上，没有剪切应力，因此，对于震源很浅、接近地表的地震 P、T、B 轴中，有两个轴俯角应该很小，接近水平；另一个则应该接近竖直。而随着深度的增加，主应力方向会不再保持水平或垂直，出现复杂的情况。如果某地区存在下地壳软弱层，则在接近下地壳底面时 σ_{XZ} 和 σ_{YZ} 值很小，典型的估计认为可以比地壳中脆韧性转变深度能承受的最大差应力小两到三个数量级以上，因此也可近似视为 0。P、T、B 轴会在下地壳深度再次出现类似地表的现象：主应力轴接近水平或竖直。在加州人们的确观测到这样的现象，而得出存在流动的下地壳推论。反之，如果下地壳软弱层不存在，则下地壳震源机制将不限于近水平，会出现给予各种不同倾角。因此，分析震源机制主应力倾角随深度的变化，虽然不是一种定量的方法，但定性地有助于对岩石层流变分层结构的了解。

文中选取中国大陆及附近地区从 1976～2000 年震级大于 4.5 级的有哈佛矩张量解的浅源地震和中国地震局地震台网确定的震源深度的 449 个地震。震源机制解中的 P 轴、B 轴及 T 轴的倾角在不同的深度上具有不同的分布特征。在近地表处，B 轴的倾角接近 90°，P 轴和 T 轴接近于 0，这与理论分析的结果是一致的，也表明资料精度对于本文这类定性分析是可用的。但中下地壳和上地幔 P 轴和 T 轴虽然仍以低倾角为主，但已不再接近水平面；B 轴更呈现各种不同俯角。而且地震频度随深度变化的直方图也显示两个峰值。主峰在中地壳，这与一般认为上、中地壳为脆性、下地壳为柔性的模式相符；但还有另一个峰出现在 Moho 面下的上地幔。以上特征的最合理解释是：中国大陆岩石圈流变性质可能存在多种模式：有的地区可能存在脆性上地壳—柔性下地壳和地幔，也有的地区可能存在脆性上地壳—柔性下地壳—脆性上地幔。

地壳—地幔流变性质悖论是地球动力学中一个基础性问题。除了应该进一步加强区域性高精度的震源机制和震源深度研究外，还需要深入开展地震学、地热、重力、大地测量、岩石实验和地球动力学理论计算等多学科综合研究。

伊豆—小笠原地区下地幔间断面的存在

周元泽 臧绍先

（北京大学地球物理系，北京，100871）

伊豆－小笠原海沟位于太平洋板块与菲律宾板块之间，太平洋板块在此俯冲入菲律宾海板块之下。臧绍先和宁杰远（1996）的研究表明，太平洋板块在伊豆—小笠原海沟处的俯冲相当复杂：北部俯冲板块平直，以接近 70°角度俯冲；中部俯冲带在浅部俯冲角度较小，300～400km 深处倾角加大，接近 80°，而在深部 500km 处变得接近水平；南部俯冲带的俯冲角度进一步加大。Fukao 等（1992）和 van der Hilst 等（1991）利用层析成像的方法研究了该地区的俯冲带情况，发现在伊豆—小笠原中部俯冲带停留在 660km 之上，形成一个较厚的高速异常区，所以伊豆—小笠原地区成为研究俯冲带对间断面影响的重要地区。

本文收集了美国南、北加州地震台网分别记录到的 1992～2000 年间 m_b 大于 5.5 的伊豆—小笠原地区 5 个和 7 个深震的短周期垂向记录。利用 N 次根倾斜叠加方法对加州地震台网记录到的波形资料的处理，提取近源一侧的 SV－P 转换震相，并利用这些转换震相的到时差和慢度差反演转换震相所对应的转换点深度，我们可以得到如下结论：

（1）关于 660km 间断面存在情况。在 660km 附近间断面最为清楚，其对应的 SV—P 转换震相相当强。北部地震相对幅度图极值对应的转换点深度在 650km～700km 左右；中部地震 SV－P 转换震相极大值所对应的转换点深度在 660km～682km 之间；南部地震的相对幅度图在 660km 给出的 SV－P 转换震相较复杂，有多个极值，相应的转换点深度在 662km～727km 之间，其中极大值的相应深度分布于 660km～700km 之间。由以上分析，可以看出在 660km 附近存在着明显的间断面，除个别地震外，其他地震的 SV－P 转换震相的极大值对应的转换点深度都大于 660km，大多在 660km～700km 之间，还有少数在 720km 附近，但没有发现 SV－P 转换震相的相对幅度极大值对应的转换点的深度超过 700km，这可能是伊豆—小笠原地区的俯冲带向西俯冲，且俯冲带引起的间断面的下陷是有一定的范围，我们得到的转换的位置位于俯冲带的东侧，而不位于间断面下陷最深的部位，所以其的深度要小一些。

（2）在 770km 深度附近有地幔间断面存在的可能。除了两个以外的地震的倾斜叠加相对幅度图中都观测到了可能是来自该间断面的 SV－P 转换震相，这可能反应在该深度附近存在较弱的间断面。

（3）在 830km～850km 深度附近也有存在另一个地幔间断面的可能。在 830km～850km 深度附近，除个别地震外，各地震都给出了间断面存在的迹象。而在南部的地震给出了对应于 840km～850km 深度处相当强的 SV－P 转换震相，与 660km 间断面的 SV－P 转换震相的强度相当，甚至要更强。所以在这一深度范围内间断面存在与否值得进一步深入研究。

（4）在 950km 附近有间断面存在的可能。南部地震的叠加结果来看 940km～950km 之间存在较强的地幔间断面；中部地震的叠加结果中没有发现该间断面的存在；北部，除了个别地震的相对幅度图给出了 945km 处存在较强的 SV－P 转换震相以外，其余地震的叠加结果都有来自该间断面的弱 SV－P 转换震相存在。

（5）在 1050km～1100km 附近间断面存在的可能。南部地震的倾斜叠加结果都给出了来自 1050km～1100km 附近的比较强的 SV－P 转换震相，而其他地震的倾斜叠加结果则可以见到来自该间断面的较弱的 SV－P 转换震相存在。

另外，从各地震的波形资料的倾斜叠加结果来看，间断面的存在情况在地理位置上存在着比较明显的不同，具有较强的区域性特征：在北部，北纬 33°以北，在来自 660km 间断面的转换震相之后出现的 SV－P 转换震相相对较弱；在南部，北纬 29°以南，各转换震相相对较强，有的幅度可与来自 660km 间断面的 SV－P 转换震相的强度相比；而在北纬 30°～32°之间 660km 间断面转换震相比较清晰，后至的转换震相很弱。

地震层析成像之密度异常驱动地幔对流模型

傅容珊　黄建华　常筱华

（中国科学技术大学地球和空间科学系，合肥，230026）

地震层析成像给人类展现了地球内部的图像—地幔的精细结构和横向不均匀性，显然，其描述的地幔结构正是地幔演化热动力学过程的现代表现。然而，如何利用这些最新的观测成果去研究地球特别是地幔的动力学过程是对地球动力学研究的挑战。地震层析成像数据最直接的应用之一就是研究其相应的地幔密度异常。本文创建了用地震层析成像计算的地幔密度异常直接驱动地幔对流的新方法，并计算地震层析成像模型对应的地幔对流的格局。

地震层析成像模型用球谐展开方式提供了地幔剪切波（或 P 波）速度异常。显然利用地震波速度和密度之间的转换关系，$d\ln\rho/d\ln v_s=0.4$，$d\ln v_p/d\ln v_s=0.8$，即可以得到地幔密度异常。若假定其密度异常源于地幔热对流相应的温度扰动，进而可利用状态方程直接将其转换为温度扰动并展开为：

$$\Theta=\sum_k\sum_l\sum_m Q_{1/2}(x)\{{}_kC_l^m\cos m\varphi+{}_kD_l^m\sin m\varphi\}P_l^m \tag{1}$$

$$Q_{1/2}(\beta_k r)=\{J_{-1/2}(\beta_k\eta)J_{1/2}(\beta_k r)-J_{1/2}(\beta_k\eta)J_{-1/2}(\beta_k r)\} \tag{2}$$

式中 $J_{1/2}$和 $J_{-1/2}$为球贝塞尔函数，P_l^m 为联带勒让得函数。控制地幔对流的 Navie-stocks 方程为：

$$\frac{\partial u_i}{\partial t}=-\frac{\partial}{\partial x_i}\left(\frac{\delta p}{\rho}\right)+\alpha g(r)x_i\theta+\upsilon\nabla^2 u_i \tag{3}$$

考虑稳态，在球域展开时上式化为：

$$D_l^2W=\frac{\gamma}{\upsilon}R_1^4 l(l+1)\Theta \tag{4}$$

其中 $D_l=\frac{d^2}{dr^2}+\frac{2}{r}\frac{d}{dr}-\frac{l(l+1)}{r^2}$，W 是流场径向分量，$R_1$ 是对流上边界半径，$\gamma=ag$，υ 是流体运动粘滞系数。方程的完全解可以写为：

$$W=Ar^l+Br^{l+2}+Cr^{-(l+1)}+Dr^{-(l-1)}+\sum_k\sum_l\sum_m\frac{vR_1^4 l(l+1)}{\upsilon\beta_k^4}Q_{1/2}(x)\{{}_kC_l^m\cos m\varphi+{}_kD_l^m\sin m\varphi\}P_l^m \tag{5}$$

式中最后的一项是方程（4）的特解，其将由温度扰动（1）式和方程（4）确定。而结合边界条件则可确定上式中通解的系数 A，B，C，D，如此就可反演得到地幔对流的格局。本研究将利用 Su 等的 S12－WM13 模型，直接反演地幔对流的模式。结果发现，Su 地震层析成像模型对应的全地幔对流的基本格局可以和全球构造基本吻合。与此同时，本文还将对不同边界条件和不同参数条件对对流格局的影响进行讨论，探讨对流所产生的动力学效应，如边界形变以及重力场等等。最后还将就解的基本特性，并在对给定的实验模型下求解，以探讨其解的本质和模型的实用范围。

本研究由国家自然科学基金（49874024）资助。

冰后回升的物理实验和数值模拟

王世民[1] Hemin A. Koyi[2]

(1 北京大学地球物理系，北京 100871；2 瑞典 Uppsala 大学地球科学系，SE-75236)

地球的地幔和岩石圈具有粘弹性的流变性质。在快速变化的载荷作用下，如地震过程，地球介质的响应基本上是弹性的。而在数百万年或更长的时间尺度上，对于长期稳定的载荷作用，地球介质的变形近似为粘性流体性质。冰后回升的时间尺度为一万年左右，因此对冰后回升过程的深入研究，是了解地幔和岩石圈粘弹性流变性质的重要途径。实际上，直到目前，我们对地幔粘度结构的定量认识主要来源于对北欧、加拿大等地冰后回升地质记录的解释。由于从冰后回升数据反演地球流变性质的问题高度依赖于研究中采用的地球模型和冰载荷模型，前人工作所得到的地幔粘度结构结果存在相当大的差别。另一方面，冰后回升导致的地壳变形和应力场变化对于区域构造和地震活动的影响，近年来也愈来愈受到重视。

本文采用物理实验和数值模拟相结合的方法研究地球在冰川载荷作用下变形的力学过程，特别侧重于以下两个问题的研究：①在冰川发展、消融及冰后各个阶段，地壳变形和应力的特征是如何随着空间和时间变化的？②结合哪些地质和大地形变测量数据能够更有效地约束地幔和岩石圈的流变性质？

1. 物理实验

在瑞典 Uppsala 大学 Hans Ramberg 构造实验室，我们进行了简单的冰后回升模拟实验。由于实验材料和实验条件的限制，实验室实验不可能满足与自然界冰后回升过程相一致的所有力学相似率，因此我们的物理模拟不是相似性模型，不能直接与自然界的冰后回升过程做定量的对比。然而，这样的物理实验对于直观理解地球介质在载荷作用下的粘弹性响应是非常有帮助的，此外，物理实验也为检验数值模型的有效性提供了途径。实验中，我们先在一个直径为 9.4cm 的圆筒中装入 6cm 厚的甘油 (Glycerol)，上面再装入 1.5cm 厚的聚二甲基硅氧烷 (PDMS，SGM386)。将一个直径为 2.3cm 的大理石小球置于圆筒上表面中心加载。在小球重力作用下，PDMS 层和甘油层发生粘弹性变形，小球逐渐下沉。在中央区域沉降的同时，小球边缘外侧的物质逐渐隆起，该隆起先向圆筒中央方向移动，而后改向外侧移动。两层之间的界面发生的沉降和隆起远小于上表面的幅度。过一段时间，移去小球，两层粘弹性材料在内部应力的作用下逐渐回弹，隆起部位先继续向外运动，而后又缓慢向内运动，最终小球下沉产生的地形完全消失。我们在实验中观测上表面和层间界面中央点的垂向位移随时间的变化，这些数据随后用于检验数值模型。

2. 物理实验的数值模拟

我们采用 Maxwell 体本构模型模拟实验中的 PDMS 层和甘油层。有限元计算中采用大应变几何方程，并用接触单元模拟小球与上表面的接触过程。数值计算结果与物理实验符合非常好，说明数值模型是可靠的。

3. 冰后回升的数值模拟

我们对北欧最近一次大冰期有关的冰后回升过程进行了有限元模拟。计算结果表明，自然界的冰后回升过程在定性意义上与我们的实验结果是类似的。如能在比历史冰川范围宽数百公里的区域内给出地表垂直变形和水平变形的地质资料以及高精度的大地形变测量数据，特别是对沉降区和隆起区范围的确定，将会更有效地约束地幔和岩石圈的流变性质以及历史冰川的形态和演化过程。

横过西昆仑——塔里木剖面碰撞造山机制数值模拟

张贵宾[1] 高 锐[2] 萧序常[2]

（1 中国地质大学，北京，100083；2 中国地质科学院地质研究所，北京，100037）

1. 模拟方法：Zhang 和 Bott（2000）利用研制的有限元粘弹塑构造模拟软件包 FEVPLIB，研究提出解释不同于西加拿大型的欧洲型前陆盆地形成和演化模式。本文用 FEVPLIB 模拟青藏西部过西昆仑——塔里木剖面碰撞造山的动力学演化。

2. 山盆演化机制假说与地震证据：根据最近地震勘探，这里提出青藏高原地壳均衡与岩石圈根拖曳共同作用的隆升机制假说，它既能解释高原隆升，又能解释边缘形成沉积盆地的原因。两个板块在青藏高原汇聚引起地壳增厚及其相关的山脉均衡隆升。为了调节岩石圈汇聚，冷的壳下岩石圈也必须增厚并向地幔俯冲下沉，形成比周围地幔密度略高的岩石圈根。均衡作用造成的山脉负载和地壳山根在上地壳中产生张应力，与山根非对称的岩石圈根导致上地壳产生压应力，同时迫使地表下陷从而形成高原边缘的沉积盆地。地壳均衡理论早已为人们所共识，现在的问题是青藏高原是否有岩石圈根存在？高锐等（2000，科学通报）从西昆仑——塔里木结合带的深地震反射剖面发现西昆仑山下面向北倾斜与塔里木盆地南缘下面向南倾斜的多组强反射，它们构成了塔里木岩石圈与青藏高原西北缘岩石圈在西昆仑山下相向倾斜碰撞的呈“V”型山盆耦合关系的地震证据。随后，与该剖面位置重合的宽频带地震研究进一步证明“V”型反射向下可延深到180km。Kosarev 等（1999）做了穿越雅鲁藏布江缝合带和怒江缝合带的宽频地震观测，发现印度岩石圈俯冲到西藏下，刚过怒江缝合带即与亚洲岩石圈碰撞，碰撞增厚的岩石圈根（厚 200km）下沉到 400km。这三个地震勘探表明在青藏碰撞造山带有岩石圈根存在，特别是前两个地震勘探表明在西昆仑——塔里木结合带更是如此。另外，Bott（1990）根据地震和重力资料，认为阿尔卑斯山有岩石圈根存在。

3. 模型描述：模型过西昆仑——塔里木深地震反射剖面，长 1000km，深度至 650km。一条南倾断裂用于模拟西昆仑山前逆断裂（WKTB），岩石圈根位于山盆之间，断层 WKTB 的偏北下方。岩石圈根插入分为五个阶段，阶段 1 至 3 模拟演化早期和中期，阶段 4 模拟岩石圈根在热上地幔作用下似断非断的状态，阶段 5 模拟岩石圈根与岩石圈拆离，并沉降至 300 到 650km 的深度范围内时的状态。

4. 应力分析：本模拟要吻合的已知资料是（1）WKTB 为逆断裂；（2）在造山带上地壳中存在与挤压方向相同的张性应力环境；（3）造山所需的压性应力环境。模拟表明主要影响西昆仑——塔里木结合带造山演化的是两个相反的应力系统。一是均衡作用造成的地壳根增厚和山脉隆升在上地壳中产生水平偏张应力，二是深而密度大的岩石圈根以及与之相关的向下挠曲在上地壳中产生水平偏压应力。WKTB 南部的青藏高原以拉张应力为主（阶段 4 达 90MPa），这是由于高原和山根两负载引起；WKTB 以北以挤压应力为主（阶段 4 达 100MPa），它是岩石圈根向下拖曳造成的，形成造山挤压；向北进入塔里木为拉张应力（阶段 4 达 73MPa）；只有当岩石圈根足够大时才能使 WKTB 形成逆冲断裂（阶段 4），以至于岩石圈根拆离以后能形成断距更大的逆冲断裂（阶段 5），此时，WKTB 的南和北均以水平挤压为主，拉张只出现在模型的最南部。值得指出的是，此模拟未考虑南部印度板块的主动向北的推力，但是做了该推力影响实验。用 Bott（1990）指出的最大可能应力从模型南向北挤压，结果它对应力分布状态的影响小到可以忽略。

5. 结论：两个大陆碰撞到一起，当岩石圈根一旦形成以后，造山水平挤压力主要来源于岩石圈根的向下拖曳，而印度板块的向北挤压沦为次要因素。

外核流场对核幔耦合作用的研究

董树谦　傅容珊　薛霆啸

（中国科学技术大学地球与空间科学系，合肥，230026）

地球自转的日长十年尺度变化具有几十年的周期，这种长期变化的物理机制与地球深部圈层动力学过程相联系。普遍认为，核幔耦合作用是日长十年尺度变化产生的最直接的原因。核幔耦合的物理模型有电磁耦合、地形耦合、重力耦合、粘滞耦合等，D. Jault，Le Mouel [1991] 研究认为，通过核幔边界的地形起伏与外核流场的相作用，足以提供产生日长十年尺度变化所需的力矩。Andrew Jackson 等 [1993] 研究发现，地球外核表面流场随时间变化的部分，与日长十年尺度变化在时间上具有显著的相关性。

外核流场在核幔耦合作用中具有至关重要的作用，由于地球外核具有很好的流动性，形成流场的密度差异不足以使通过的地震波产生可观测的变化，所以只能通过反演的方法得到地球外核表面的流场。首先外核流场和磁场应遵守电磁感应方程：

$$\partial B/\partial t = \mathrm{curl}\ (u \times B) + \eta \nabla^2 B \tag{1}$$

u 是外核流场，η 是磁扩散系数（$\eta = (\mu\sigma)^{-1}$），在本文的研究中将其忽略。

此外，在外核表面还应遵守 Navier-Stokes 方程：

$$\rho\ (\delta u/\delta t + u \cdot \nabla u) = -\nabla p + J \times B - 2\rho\ (\Omega \times u) + \rho v \nabla^2 u - \rho g n \tag{2}$$

其中，J 为电流密度，n 为外核表面的径向单位矢量。

由于我们没有办法得到地球外核附近的磁场的环形分量，所以外核流场的反演存在不唯一性。Jackson 等引入地转约束的假设以得到流场唯一的解，但是，地转约束影响系数取值不同，得出流场的解也不同。所以，只有能够较好的符合地球磁场和地球日长变化观测值的解，才可能比较接近实际的外核流场。Jault 等人为了计算外核表面的流场与核幔界面起伏相互作用的力矩，建立如下模型：考虑地核中以地轴为轴线，s 为半径的任意圆柱 C（s）有：

$$\Gamma_p(s) = -\frac{\Omega c I(s)}{2\pi s^2}\left(\int_0^{2\pi} h\,\frac{\partial u_r}{\partial r}\,d\varnothing(\theta) + \int_0^{2\pi} h\,\frac{\partial u_r}{\partial r}\,d\varnothing(\pi-\theta)\right) \tag{3}$$

I（s）为圆柱 C（s）的转动惯量，对 Γ_p（s）积分得到整个地核上的作用力矩。利用公式（3）可以计算稳定的外核流场与核幔界面起伏相互作用产生的力矩。计算表明，此公式对于核幔界面起伏的微小差异相当敏感，而且不方便计算流长的变化对力矩的影响。为了更深入探讨外核表面流场与核幔界面起伏相互作用，本文将此公式进行改进，考虑到可以将地球外核表面的流场进行球谐展开：

$$V = V_t + V_p = \sum_{l,m} t_l^m \nabla \times\ (Y_l^m r) + \sum_{l,m} s_l^m \cdot r \nabla_h Y_l^m \tag{4}$$

同样道理，可将描述核幔界面的起伏的变量 h 进行球谐展开，将球谐展开形式带入（3）式，这样可以得到外核流场与核幔界面地形起伏的耦合作用在各个不同阶次对于日长的影响，并且本文针对外核流场变化对日长的影响进行了较深入的探讨。

川滇下地壳流动对上地壳拖曳作用的遗传有限单元法反演

朱守彪 石耀霖

（中国科学院研究生院，北京，100039）

川滇地区地处青藏高原东南边缘，一般认为这是印度洋板块与欧亚板块碰撞时，挤压青藏高原，造成高原物质向东流动，而在东部稳定的额尔多斯地台和四川地台阻挡下，只能向南溢出，川滇地区正好就是青藏高原物质东南溢出而影响南海和东南亚的关键地区。该区受力情况复杂，新构造活跃，破坏性地震活动频繁。断裂把川滇切割成菱形块体，这样一个"楔子"与周围介质相互作用，产生了复杂的应力场图象。本文运用遗传有限单元法反演该区的构造应力场成因，特别着重反演了川滇菱形块体南段底部所受的下地壳流动拖曳作用形成的底面剪切应力的大小以及方向。

遗传有限单元法是石耀霖等（1998，2000）提出利用遗传算法的全局搜索进行有限单元反演的一种计算方法。它不仅能进行线性反演，也能够进行非线性有限单元模型的反演；不但能进行模型边界力或位移和内部节点力反演，而且还能够对材料的性质以及断层的性质等同时进行反演。

本文运用有限单元模型，在特定的深度上进行应力场及菱形块体底部所受剪切力的反演。之所以在特定的深度上反演，主要是因为可以进一步利用断层的正、逆、走滑类型的资料，来大致确定应力的绝对大小；再者便于将反演结果和观测值作更好的比较，特别是易于研究垂向载荷对水平构造应力场相对大小的比较和贡献。

根据云南四川及邻区地质构造活动特征和地震发生规律，文中选取96°～104°E，22°～30°N，约900km×900km的范围为研究区域，该区域包括了菱形块体的东南段。由于该区域在15km的深度上地震发生的频度最高，所以文中取地表下15千米为反演的特定深度。将研究区域划分成1600（40×40）个双线性四边形单元，共1681个节点。在计算过程中，遗传算法的参数值选择如下：种群大小32，固定变异概率0.2，固定交换概率0.9，每个参量二进制编码长度15。反演中认为材料均匀，并取介质的密度为$2.7\times10^3kg/m^3$，杨氏模量为70GPa，泊松比为0.25。本文选择了云南四川及邻区65个震源机制解和20个地质调查资料，反演时以P轴方位或地质调查中的最大主压应力方向与相应计算结果的差为反演目标函数。为得到最佳的反演模型及反演结果，文中先后由简单到复杂分别先取四个角点位移（8个反演参量）、四个角点位移加南北边中点位移（12个反演参量）、四个角点加东西边中点位移（12个反演参量），四个角点加南北东西边中点位移（16个反演参量）的反演模型，分别得到模型的拟合差为28.8°、26.51°、24.4°、24.2°。最后根据以上反演结果，选择以四个角点及南北两边中点和西边中点位移，再加上菱形块体底面的剪切力（两个参数）共16个反演参量的模型，其拟合误差为23.8°。

由于仅有主应力方位资料，没有主应力大小资料，因此难以确定边界位移的绝对大小。然而，使用断层类型（正、逆和走滑断层）作为约束，考虑到在地表下15km处，岩体静压约为400Mpa，再根据Byerlee定理及摩尔破裂准则给出地壳中的逆断层、正断层以及走滑断层对应的水平应力和垂直应力大小关系，可以对边界位移大小和菱形块体底部所受剪切作用力的大小的方位做出一定估计。本研究以反演结果对断层类型拟合比率为附加约束，比率最大的被视为最佳模型。最终结果断层类型的拟合比率达53%。

通过反演计算可以得出：遗传有限单元法得到的研究区域的应力场和前人用其它方法的结果基本一致；川滇菱形块体东南段的底部受到南南东向（东偏南约80°）约0.03MPa的剪切应力作用，由此可以推断川滇菱形块体受到地幔对流的拖动而运动。同时在检验各反演参量灵敏度时发现位移参量的敏感性比作用力的敏感性高。

本研究由国家自然科学基金资助。

日本南海海沟地震区域应力场及其板块构造动力学特征

徐纪人[1]　赵志新[1]　河野芳辉[2]　木下肇[3]

（1 中国地质科学院地质研究所，北京，100037；2 日本金沢大学，金沢，920－1192；
3 日本海洋科学技术中心，横须贺，237－0061）

位于菲律宾板块和欧亚板块边界的日本南海海沟，由于菲律宾板块向欧亚板块相对运动并强烈俯冲，致使大地震频繁发生，使该区成为世界强震带之一。南海 8 级大地震的发生有约 100 年的周期性特征。为了捕捉 1944 和 1946 年南海地震之后的 8 级大地震，该区又成为世界地震研究热点之一。为了研究板块边界海沟型大地震发生机制及其构造动力学特征，作者详细地研究了南海海沟俯冲带上地震活动性、震源机制解，以及地震探查和各种地球物理场结果，对南海海沟，进而对世界板块俯冲带内地震应力场以及海沟型 8 级大地震发生的板块构造动力学特征有了新的认识和观点。

1. 地震俯冲带的几何形状、俯冲角度、俯冲深度及其与构造动力特征关系

按照震源分布和应力场特征，南海海沟俯冲带可划分为三段：东部的四国和纪伊半岛段，以及西部的九州段。东部地段的俯冲角度分别为 10～22°，其俯冲深度为 60 和 80 公里。九州段的俯冲带其角度达到 40°，深度达 160 公里，呈现出与东部完全不同的俯冲带几何形状。用反射法等探查方法所得到的结果也呈现出大体相同的构造形态。历史地震资料表明，M7.6 以上的大地震集中发生在东部地区，而在西部的九州段，虽然近年来 M6 上下的地震频繁发生，但没有发生过 8 级大地震。这表明，南海海沟各段具有不同的应力场和构造动力学特征。

2. 俯冲带内应力场特征

根据 600 余个地震的震源机制结果表明，以通过四国西部的足摺岬的南北向直线为界，南海海沟俯冲带内部应力场可分为东西两部分。东部的四国的大部地区和纪伊半岛的俯冲带应力场为 down-dip compression 型，而西部的九州段则为 down-dip extension 型。南海海沟型 8 级大地震仅发生在 down-dip compression 型应力区域里。

3. 俯冲带周围地球物理场的区域特征

南海海沟东部地区为 40～60mgal 重力正异常区，而西部则为最大～120mgal 重力负异常区。热流量测定资料表明，沿四国海盆海域有高达 200mw/m² 的热流量，而九州海域地段则没有观察到高热流量。

4. GPS 资料反映出的地形变区域特征

如果以新泻附近为基点，四国及其以东的区域表现为 NW 向水平运动，而九州段则为 SE 向运动。垂直形变为四国西部上升，其它地区则为下降。

5. 海沟型 8 级大地震发生区域的构造运动特征

综合上述的南海海沟的各种资料和结果，可以考虑，海沟型 8 级大地震往往发生在俯冲角度低、俯冲深度浅、且具有高应力场的俯冲带上。也就是说，南海海沟的东部具有与智利海沟相似的地震发生构造背景与应力场特征。而西部的九州段虽然也是海沟型地震活动区，因不具有上述特征，则没有 8 级大地震发生。

6. 俯冲带年龄与海沟型 8 级大地震

位于同一南海海沟的四国、纪伊半岛和九州的构造运动及应力场不同特征，可能是因为海沟下各段俯冲带年龄的不同所引起的。也就是说，四国、纪伊半岛段的俯冲带要比九州段的明显年轻，更具有年轻俯冲带的构造运动和应力场特征。年轻的俯冲带具有高温、低密度等物理性质，使得它很难俯冲到大陆板块之中，又在俯冲过程中遭到强烈的抵抗摩擦，使板块之间产生高应力积累，致使海沟型 8 级大地震频繁发生。

本研究得到国土资源部 2000444 和 2000445 课题的资助。

流体动力学并行计算的 Beowulf 系统构建

李力刚 廖新浩

（中国科学院上海天文台天文地球动力学中心，上海，200030）

对于求解地核流体运动、磁场乃至核幔耦合一类的数值模拟问题，无论是对方程的直接差分、或是球谐展开等频谱方法，由于地球外核流体的低粘滞性（即很小的 Ekman 数），以及多个方程的复杂耦合作用，使得求解异常困难。因此，此类流体及磁流体动力学问题的解决要求有强大的并行计算设备支持。随着计算机技术的迅速发展，普通的计算机硬件 (COTS, Commodity Off the Shelf) 性能越来越高，而费用越来越低廉，因此，基于 COTS 以满足科研等特殊需要的思想便应运而生。自 1994 年第一个以 Beowulf 命名的计算机集群系统在 NASA Goddard 飞行中心问世以来，Beowulf 系统在各科研机构、高校甚至是中学得到迅速推广。其涉足的研究领域包括地学、航空航天、材料科学、化学等各学科的高性能计算，以及并行程序设计的教学工作。

Beowulf 系统是高性能计算的一个流派，它主要有以下特点：①系统价格低廉，可靠性高；②免费的公共软件支持，诸如 Linux、MPI、PVM 以及 GNU 编译工具等；③组成和扩展灵活，延长了处理器的生命周期；④其计算速度主要依赖于任务的并行度、处理器的速度和网络带宽。

在我们对行星地球流体和磁流体动力学数值模拟的计算中，一般包括对动力学方程、能量方程、磁感应方程组的联立求解。在这种大计算量的要求下，我们采用桌面计算机设备实验性地组装了一套 Beowulf 并行机群系统以期达到上述目的。目前该系统共有四个节点，在硬件部分，每个节点采用单 CPU 的 ATHLON 1G 处理器，以 100M 网卡与 100M 交换机连接组成局域网进行网络通讯。其中，第一个节点作为前端网络服务器安装两块网卡并与外界相连，同时它也是用户的操作界面。其它节点可通过远程登录或共享输入输出设备进行管理，从而节约设备费用。在软件部分，每个节点安装 Linux 操作系统，并在前端网络服务器上安装 MPI (Message Passing Interface) 并行运行环境以及 NFS（网络文件系统）服务，相应地在其它节点安装 NFS 的客户端，软件安装过程中，亦保证在前端能够远程启动其它各节点的 Shell，即 rsh 命令的执行。在所有安装过程完成、各节点通讯良好以及 MPI 测试程序调试通过后，我们使用现今流行的测试软件包对网络通讯以及系统运行速度进行了测试。其中，采用 NetPIPE 软件包对两节点间的 MPI 通讯测试结果为＞80Mb/sec.（系统理论通讯速度为 100M/sec.）；使用 Parallel Linpack Benchmark 的 HPL 软件包（高斯消元法解线性方程组）测试的系统计算速度最大值为 3Gflops/sec.。目前，该系统运行稳定，并计划扩充至 24 个节点。

为达到更快的运行速度，需要清除各节点操作系统中不必要的服务以提高应用程序的执行效率，并且可以采用将 NFS 通讯和数据通讯分别绑定在不同网卡上的方法提高数据传输速度，甚至可以在每个节点安装三块网卡，其中之一绑定 NFS，另两块绑定数据通讯，达到高速通信的目的。采用以上技术，对于 48 个 ATHLON 1G 节点的 Beowulf 系统，其峰值运算速度可以达到 38Gflops/sec.。

综上所述，对于非极端的流体动力学计算要求，在有限的经济条件下，可以采用 Beowulf 机群系统以低廉的价格获得较高的计算性能，这项技术值得在我国的科研工作中推广。

本实验研究部分由国家自然科学基金项目（19833030）资助。

辽河盆地东部凹陷热历史特征

王永新 汪集旸 胡圣标

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029）

盆地现今热状态及其热历史的研究，对于了解其构造热演化的动力学机制和烃源岩生烃状态的时空分布、油气运移和储集都具有十分重要的意义。本文在综合分析辽河盆地东部凹陷现今地温场特征的基础上，根据镜质体反射率数据对盆地热史进行了恢复，再结合盆地构造沉降分析，讨论了东部凹陷的构造—热演化特征。

1. 方法原理

我们采用了古热流法进行盆地热史模拟，它的出发点是假设影响地层温度史的因素是已知的，且能定量描述。盆地内地层的埋藏史在各剥蚀层厚度已知的情况下，可通过现今残留地层厚度的回剥并结合超压技术予以恢复，剥蚀厚度确定是地史恢复的关健所在。相应地，地层中的古温标也就间接地记录了地层的埋藏史（古埋深或剥蚀厚度）和盆地底部的热流史。一旦盆地热流史（Qi）和地层剥蚀厚度（Hei）已知，即可恢复地层的埋藏史并模拟与之相伴随的非稳态热过程，从而重建地层温度史，并为以后的烃源层热演化模拟提供路径。

反演过程中，采用的镜质体反射率模型为平行化学反应模型（EASY%Ro）中首先将模拟的钻井剖面按实际地层和不整合分为若干构造层，每一构造层内保证至多只有两个未知量：剥蚀厚度（Hei）和剥蚀开始时的热流值（Qi），反演时，空间自上而下，时间上从今至古，即从最上一个构造层开始反演，由于现今热流和岩石热导率、比热和密度是已知量，反演时间段（t_i）之前 t_{i-1}段内任意时刻（t）的热流为

$$Q(t)=Q_{i-1}(1+\beta_i\Delta t_i),\qquad \beta_{i-1}=(Q_i-Q_{i-1})/\Delta t_i$$

通过二分法和非线性牛顿迭代法对 Hei 和 Qi 进行迭代，以使第一构造层内实测古温标值（用下标 obs 表示）与相应的理论计算值（用下标 cal 表示）达到最佳拟合，同时 Hei 和 Qi 的搜索区间又依据地质参数被限定在适当范围内，当目标函数：

$$O_{bj}=\Sigma\left[(P_{obs}-P_{cal})/(P_{obs}+P_{cal})/2\right]^2$$

达到最小值时，Hei 和 Qi 即同时被确定，此时便可计算出反演时间段及以后各时刻各地层（包括下伏各构造层）的地温史和埋藏史。

2. 主要认识

(1) 东部凹陷现今地温梯度垂向上从上往下存在偏低→高→低的变化趋势；东部凹陷沉积盖层岩石热导率变化于 0.819～2.914W/m·K 之间，平均 1.667W/m·K，其中泥岩热导率介于 0.819～2.049W/m·K 之间，平均 1.495W/m·K，砂岩热导率介于 1.026～2.914 之间，平均为 1.779W/m·K；现今热流值变化于 46～70mW/m^2 之间，分布格局是古潜山带和斜坡带的热流值高于洼陷区的热流值。

(2) 热史恢复结果表明，热流呈现古热流高现今热流低的变化特征，从沙三期到东营期，古热流是逐渐增大的，到东营期末达到最大值，晚第三纪至现今表现为持续冷却；古地温梯度较现今地温梯度高，从古至今，呈逐渐减小的特点。

(3) 东部凹陷构造沉降史包含早期两次由快速初始构造沉降和短暂热沉降组成的裂谷作用亚旋回（I_1 和 I_2）和后期的大规模热沉降阶段（Ⅱ）。沙三期至东营期沉降速率较大，而晚第三纪以来相对应的沉降速率明显变小，沉降缓慢。这表明东部凹陷的发育过程具有典型裂谷盆地的演化特点。

大陆俯冲过程热模拟及其对超高压变质作用的意义

汪 洋

（中国地质大学（北京）地球科学与资源学院岩石教研室，北京，100083）

对碰撞造山带超高压（UHP）变质岩的岩石学和矿物学研究表明，大陆上地壳可由俯冲作用带入100km以下的深度，其中一部分会快速折返回地壳浅部；而UHP变质岩中石榴子石含有的UHP峰期变质作用前的低压变质矿物组合，表明大陆板片深俯冲过程在时间间隔上是短暂的。同时，全球含UHP变质岩的造山带普遍缺乏与UHP变质作用同期的钙碱性岩浆活动，但却发育后期花岗质深成岩浆作用。因此，合理的UHP造山带热演化模型除了要解释造山带中UHP变质作用温压条件的出现，还应该能够解释造山期岩浆活动的缺乏和造山期后深成岩浆作用的发育。

本研究采用二维有限元方法研究碰撞造山带发生大陆板片俯冲时的热结构。于前人的研究不同，我们考虑了大陆板块俯冲碰撞导致的造山带加积过程，及其伴随的上地壳物质（包括放射性生热元素）的迁移。在我们的模型中，大陆板片俯冲到另一大陆板片之下，其间发育由俯冲板片上地壳物质加积到上叠板片而形成的加积楔。同时，我们在模拟计算模型设计中对俯冲角、加积和侵蚀速率以及板块间汇聚速率的变化等多种参数的进行组合，以充分了解大陆俯冲过程中各种几何学和动力学因素对岩石圈热结构的影响。模拟计算时大陆俯冲的持续时间在10～30Ma之间。结果表明，陡角度俯冲和（或）低的加积速率有利于俯冲板片的上地壳发生深俯冲。同时，当加积楔的侵蚀速率取值达到某些UHP变质岩折返速率的数量级（1～2km/Ma）时，上覆板片温度状态并未出现致使地壳发生部分熔融的程度，这主要归因于板片快速俯冲导致的平流热传递对上覆板片的冷却作用。值得注意的是，我们发现所有模型计算得到的发生UHP变质作用位置处的温度均低于根据矿物温压计计算出的地表出露UHP变质岩的变质峰期温度。这暗示在大陆板片快速俯冲之后，岩石圈深部经历了显著的增温过程。我们将其归结为俯冲板片的拆沉导致的软流圈顶面快速抬升。对俯冲板片的流变学强度计算表明，当大陆板片顶面俯冲到100～120km以下的深度时，其整体强度低于由于低密度板片俯冲进入地幔所导致的浮力。在此条件下俯冲板片将发生断离（breakoff）、拆沉。我们对俯冲板片断离拆沉后软流圈快速抬升的热模拟结果显示，该过程可以使俯冲到100km以下深度的上地壳岩石的温度达到地质温度计提供的地表出露UHP变质岩变质峰期的温度范围。俯冲板片断离和拆沉诱发的造山带高地温可导致加积楔流变学强度的明显降低，有利于深部经历UHP变质作用的上地壳物质的决速上升折返。另一方面，数值模拟显示的大陆俯冲带的极低地温梯度（<5℃/km）暗示：冷的大陆板片俯冲可将大量的流体带入岩石圈地幔深部，而不会在俯冲过程中释放。因此，发育UHP变质岩的造山带缺乏同造山期钙碱性岩浆活动的原因应当归结为其加积楔在造山期缺乏流体和低温的整体环境，而这正源于大陆板片快速俯冲导致的低地温梯度。同时，我们的计算表明，由大陆板片深俯冲导致的放射性生热元素在造山带加积楔深部的聚集生热将导致造山期后发生深成岩浆活动。我们认为，不必采用俯冲带的剪切生热解释UHP造山带的热结构和热演化过程，大陆俯冲过程本身及其伴随的陆壳上部物质深俯冲是影响UHP造山带岩石圈构造热演化过程的最主要因素。

本研究由国家自然科学基金重点项目（49733110）和国土资源部科技发展计划“华北地区岩石圈三维结构及其演化”（20001010202）、“华南地区岩石圈三维结构及其演化”（20001010206）和中国博士后科学基金联合资助。

用钻孔温度资料研究气候变暖问题

邱泽华　石耀霖　朱守彪

（中国科学院研究生院，北京，100039）

自 1997 年京都会议以来，温室效应以及全球气候变暖已经越来越得到科学家们的普遍认同和社会的广泛关注。19 世纪以来，全球年平均气温一直在逐渐上升，这是地表气温的历史记录所显示的事实。需要深入研究的基本问题是：这种变化是一个更长的地球气候变化的一个“正常”阶段，还是人类活动造成的。研究气候变化有多种方法，利用钻孔中温度随深度的变化，反演地表气温变化是方法之一。但是如何根据这种资料反演历史气温变化、特别是如何确定反演结果的误差等，都是有待进一步解决的问题。

根据钻孔温度资料反演气温变化的基本假设是：钻孔温度随深度的变化主要受来自地球内部的热流和地表的气温变化两种因素影响。如果没有地表气温变化，那么钻孔温度随深度的变化应该是大体线性的。而地表气温变化会造成钻孔温度随深度幅度指数衰减、位相滞后的变化，造成地温随深度变化与线性的偏离。如果有较深（至少有数百米）的钻孔温度资料，则可以首先用钻孔深部的资料确定由来自地球内部的热流产生的线性温度变化，求出“正常”的地温梯度和地表温度，然后再反演地表的气温变化。我们的分析表明，这样可以得到比较可靠和稳定的解，而这是非常重要的。

Lachenbruch and Marshall (1986) 给出了当地表气温变化时钻孔温度相应发生变化的热传导问题的一般解。在实际应用中，可以假定气温是阶梯式变化的，按照问题的精度要求，适当选择阶梯的个数和分布。每个阶梯都对应一个线性方程。整个问题于是归结为求解一个线性方程组，未知量就是各阶梯的温度变化。方程组往往是严重病态的。用奇异值分解 (SVD) 的方法是求解该类方程的一种有效方法。用 SVD 方法求解线性方程组，关键是如何“截断”奇异值，即如何适当确定 k。如果 k 取得太小，那么解的精度可能很差；如果 k 取得太大，解又可能变得明显不合理。我们用模拟数据进行反演，分析了对应 k 和 k+1 的两个解的标准差随 k 的分布。对于一个比较合理的模型，结果表明：当 k 比较小（>2）时，解是比较稳定的；当 k 达到一定大时，解会发生突变。选取即将发生突变时的 k 可以获得较高精度和较可靠的解。

在反演中，如何选取各阶梯的时间分布是一个可能影响反演结果的因素，要根据钻孔温度—深度观测曲线特点来选取。如果钻孔温度—深度观测曲线出现“异常”变化的深度比较浅，那么反演的最早时间也应该比较近。具体要用趋肤深度的概念和有关公式来估计。各阶梯的时间分布应该注意均匀性和重点性相结合。具体选择方案的合理性，可以由解的标准差随 k 的分布来判断。比较合理的解应该有比较清楚的突变点。

如何确定反演结果的误差，是一个特别重要的问题。我们采用了两种方法分析反演结果和误差。一种方法是求得气温的历史变化后，再对钻孔温度进行正演；将正演结果与观测数据比较，求出偏差；将此偏差看成随机变量，求得中值，当成观测误差（实际上其中包括了所有各种因素的影响）；由此观测误差可以通过解同样的线性方程组得到反演误差。另一种方法是随机（在一定范围内）给出各阶梯的温度变化值，然后正演钻孔温度变化，再反演气温变化，计算偏差。规定一个 k，反复多次。两种方法都表明：反演误差随时间的变化特点是越早越大。

在成功反演模拟数据的基础上，我们初步分析了美国阿拉斯加北部几个钻孔的温度资料。结果表明，几个钻孔反映的气温变化趋势是相同的，近数百年间气温升高了 1 度左右。这个结果与国外的有关研究结论是一致的。影响浅部钻孔温度变化的因素，除温室效应造成的全球性的气温升高外，还有区域性的植被破坏，耕地扩大，以及湿地减少等。通过对不同地区气温变化进行对比，人们还可以对这些问题有更多的认识。

渤海湾盆地新生代热演化特征

何丽娟　汪集旸

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029）

渤海湾盆地为叠置在华北克拉通之上，新生代发育的裂谷盆地。它北临燕山隆起，南接鲁西隆起，东、西分别为胶辽隆起和太行山隆起，是研究盆山耦合作用及其对盆地热体制转换和热演化特征影响的良好区域。采用拉张与挤压耦合的2－D有限元模型，模拟了渤海湾盆地在新生代的热演化特征。

新生代以来，渤海湾地区主要经历了多期的拉张裂陷作用。第一期裂陷作用发生在古新世—早始新世，造成了孔店组—沙四段沉积，它们主要集中在盆地的西部和南部。第二期开始于始新世中期，即沙三沉积开始，渤中坳陷此时刚开始裂陷，并成为主要的沉降中心。晚第三纪至今，盆地范围的区域性裂谷作用基本停止，全盆地进入整体坳陷阶段。但在局部地区仍有新构造作用加强的迹象，主要表现为沉降速率的加快。该现象在渤海地区尤为明显。采用拉张与挤压耦合的2－D有限元模型，模拟了渤海湾盆地在三个演化阶段的热体制特征。模拟剖面西起太行山，穿越冀中坳陷、黄骅坳陷和渤中坳陷。模拟结果表明，太行山的隆升降低了冀中坳陷的基底热流。这是由于太行山的隆升及下伏岩石圈的加厚，与冀中坳陷的沉降及下伏岩石圈的减薄形成了强烈的横向温度差异，这种横向温度梯度的存在势必加速盆地岩石圈的冷却，从而使其基底热流相对降低。另外，模拟结果还表明，盆山耦合模型预测的盆地拉张系数相对单纯的盆地拉张模型预测值要小。即，在有太行山隆升条件下，冀中坳陷产生同样深度的沉降需要相对较少的岩石圈减薄量。尽管太行山隆升发生在盆地第一期演化阶段，但它的影响却贯穿整个新生代演化阶段，且这种影响在第二期演化阶段达到最大。

模拟结果表明，不同坳陷最高古基底热流出现的时期不尽一致。冀中坳陷最高古基底热流出现在第一期拉张演化阶段，即孔店组沉积时期，在后期演化过程中，基底热流变化不大，整体呈衰减趋势。孔店组不很发育的黄骅坳陷北部和渤中坳陷则不然，最高古基底热流出现在第二期拉张演化阶段，即沙河街沉积时期。然而，晚第三纪以来，由于构造活动强度大大衰减（各地区发展并不平衡），尽管晚第三纪后的热流局部地区有所回升（该回升在R0反演的古地温中也有所体现），但强度并不大，全盆地地热特征上表现为相对低热流时期。从总体趋势来看，在新生代早期，盆地西部热流较高，随着盆地的演化，盆地东部的构造活动相对增强，其热流相对升高。

另外，模拟结果显示，在整个新生代演化期间，基底热流变化幅度并不很大，变化范围在51～58mW/m^2。最大古基底热流高出初始热流约20%，高出现今热流仅5%。这表明，晚白垩世至早第三纪以来，渤海湾盆地热流处于上升发展阶段，最大古基底热流达60mW/m^{2}左右。晚第三纪以来，渤海湾盆地热流状况逐步向下衰退，但衰减的幅度不大，加之明化镇以来又有所回升，盆地现今仍部分保留着拉张造成的较高地热背景。多期热演化在各坳陷具有很强的继承性，新生代后期的热演化历史都在一定程度上叠加着前期热演化的遗迹。现今热状态是新生代多期热演化综合作用的结果。

在盆地拉张演化过程中，地幔热流和地壳热流的变化呈负相关关系。在新生代演化期间，随着岩石圈的拉张减薄，地幔热流峰值处于上升趋势，变化范围在30～45mW/m^2。与此同时，地壳的减薄造成的地壳热流不断降低，正是在这两种相互抵消因素的作用下，基底热流变化较为平缓，且峰值呈下降趋势。初始地幔热流在基底热流的比例占55%，而在现今地幔热流的比例高达79%。

YYF 求解多期次古构造应力场的新理论和方法

杜子勤 杜佐龙

（华北水利水电学院，郑州，450045）

本文利用《YYF 关于物体第三力学强度理论的新发展（即 DLJ）》（中国地球物理学会 1999 年刊）一文的见解对拙作《由 YYF 求解多场次古构造应力场》（《河南地质矿产与环境文集》1996，中国环境科学出版社）修正，在此文所述三维古构造应力场 $\sigma_{H-max}>\sigma_{p-med}>\sigma_{h-min}$ 作用下（H=h=Horizontal、p=plumb），保留了地质体内能产生构造节理 $I_{a\times b}$（I=1，2，3；5，6；8，9……）的计算理论和解法，修改了迫使地质体内出现断层错动的力学机制。它们不是 Anderson E. M.（1951）和 гзовский M. B.（1984）所提断层模式或方法所能正确解决的，而是在特定方位之三维构造应力场作用下，具有某特定产状要素之断层面所能接收到的三维向三个主应力的总数值各是多少，即 $\Sigma\sigma_{H-max}$、$\Sigma\sigma_{p-med}$和 $\Sigma\sigma_{h-min}$所构成的并作用在断层面上的三维力矢场各自的数值大小序次如何排位，如 $\Sigma\sigma_{h-min}>\Sigma\sigma_{p-med}>\Sigma\sigma_{H-max}$或 $\Sigma\sigma_{p-med}>\Sigma\sigma_{H-max}>\Sigma\sigma_{h-min}$或……等才能科学地确定断层错动的正、逆或走滑的力学机制。原因在于断层面在三维空间所采取的具体形态控制着所能接收的三个维向主应力的具体数字。例如断层面近乎水平向平卧，则 $\Sigma\sigma_{H-max}$、$\Sigma\sigma_{h-min}$对它几乎不起作用，而 $\Sigma\sigma_{p-med}$起到主要作用。又如断层面近乎直立，则 $\Sigma\sigma_{p-med}$对它几乎不起作用；另对 $\Sigma\sigma_{H-max}$、$\Sigma\sigma_{h-min}$各能接收多少，则视断层走向与 $\Sigma\sigma_{H-max}$、$\Sigma\sigma_{h-min}$的作用方位所呈夹角的度数而定；若与 $\Sigma\sigma_{H-max}$的作用方向平行，则 $\Sigma\sigma_{H-max}$对此断层面不起作用，而 $\Sigma\sigma_{h-min}$则起到最大的作用；反之，若与 $\Sigma\sigma_{h-min}$作用方向平行，则情况与上述相反。为求 $\Sigma\sigma_i$（i=H−max、p−med、h−min）值，需先求单位立方地质体内断层面积上能收到三维主应力的主平面面积值 A_H、A_p、A_h 各是多少。关于地壳岩石圈内的三维构造应力场的具体方位和数字大小，若是现代的，可以全部实测；若属古地质年代的应力场，文献 2 已有证明，即由地质体内实存之古构造节理 $I_{a\times b}$反演回去，可求解能使 $I_{a\times b}$多期次出现的古三维构造应力场的具体作用方位，却无法直接求出多期次古三维构造应力场三个主应力数值的大小。本文欲引用下列方法求出它们之间的数值比例关系；它还可求出前述作用在同一断层面上之三维力矢场的三个力矢量的数值序次排位。根据现场实测地质体内现代三维构造应力场的丰富数据，可归纳出 $\sigma_{H-max}:\sigma_{p-med}:\sigma_{h-min}$的数字比，再把这一比例关系应用于同一地质体的古三维构造应力场各个期次对这一断层面作用的受力分析之中，即在前述 $\Sigma\sigma_{H-max}=A_H\cdot\sigma_{H-max}$、$\Sigma\sigma_{p-med}=A_p\cdot\sigma_{p-med}$和 $\Sigma\sigma_{h-min}=A_h\cdot\sigma_{h-min}$中，由于 $A_{H,p,h}$是某个期次三维构造应力场作用的有效主平面面积值并借用前述数字比例关系，就可算出古地质年代同期作用在断层面上之古三维构造力矢场三个力矢量的数字大小的排位。此时在断层面上作用的三维构造力矢场排位序次才是断层面上在古三维构造力矢场作用下迫使断层面出现正、逆或走滑错动机制的真正力学原因。因此，Anderson 和 гзовский 用名家模式猜想法的“想当然”所提出的断层受力模式就成为不科学的错误了！另要说明，从现代三维构造应力场所总结出来的三个主应力数值之比在运用到求解古三维构造应力场时，如所求得的断层面古错动方向与断层面上残留的古擦痕方向不符合时，应据此重新修订此三维主应力数值之比，以求理论推测与实际相符；本文某实例曾有三个期次的断层错动方向被求得与断层三个实际擦痕方向相符。前人在这个问题上的理论和方法，因忽视擦痕的构造地质学涵义并在产生的时间上强求统一，以致存在根本性的错误。对前人涉及 Anderson 和 гзовский 断层机制受力模式的研究都应重新审查它们的科学性；本文的理论和方法，对求解古构造应力场和断层力学机制应引起变革。

在差应力条件下辉长岩部分熔融过程中铁的富集方式

周永胜[1] 桑祖南[2] 何昌荣[1]

(1 中国地震局地质研究所，北京，100029；2 中国地质大学，武汉，430074)

1. 实验条件和实验样品

实验在中国地震局地质研究所构造物理开放实验室的Griggs型固体压力容器三轴实验系统上完成。实验条件为：围压450～500MPa、温度900～1200℃、应变率1×10^{-4}～$3.125\times10^{-6}s^{-1}$、差应力70～900MPa。实验样品采自四川省攀枝花钒钛磁铁矿底部边缘带的细粒辉长岩，样品细粒不等粒粒状结构，块状构造，无明显各向异性；主要组成矿物为斜长石（约50%）和单斜辉石（约40%），另有角闪石约5%，磁铁矿约4%，绿泥石约1%。实验样品在装样前放入烘箱内在150℃下干燥24～48小时。

2. 熔体分布特征

在900℃时没有发现熔体产生。在950℃时出现初熔点，熔体首先出现在斜长石和辉石的粒间，呈三角形状分布。随着温度升高，熔体含量增加，熔体三角形向矿物接触边界延伸，而且出现在两相矿物接触边界上，这是差应力作用的结果，如辉石与斜长石、辉石与磁铁矿、斜长石与磁铁矿等两相矿物边界均可见到熔体出现，辉石、斜长石和磁铁矿三相矿物的交点处也有少量熔体存在，而同类矿物的三联点未见有熔体存在。当温度升高到1150～1200℃，颗粒边界的熔体比例增加，而且同类矿物边界亦可出现熔体。

3. 铁的富集方式

通过光学显微镜和电子显微镜研究发现：在差应力条件下部分熔融过程中存在三种铁富集方式：①斜长石内部及边界出现富铁的不透明物质。这是原始样品中富铁的不透明杂质（包括磁铁矿和钛铁矿微晶包裹体）在变形过程中重新分布的结果，其中，部分沿矿物边界连续分布，部分被分散到矿物内部，这表明在差应力条件下有某种扩散作用存在。Boland在单斜辉石脆延性转变的实验中也观察到同样的现象。②透射电镜能谱分析表明，在斜长石与辉石之间或斜长石与斜长石之间出现的熔体中，与斜长石晶体成分相比，熔体成分富铁。这是含微晶磁铁矿和钛铁矿包裹体（小于10nm）的斜长石熔融的结果。此外，能谱分析发现，从晶体内部向边界，硅铝等含量有相对减小的趋势，铁含量有逐渐增加的趋势，而且在斜长石边界和熔体中形成相对富铁区。③透射电镜下发现，在斜长石、磁铁矿与辉石之间的熔体中均匀地分布着约100～200nm的暗色"小球"，部分"小球"结晶形成树枝状雏晶。能谱分析表明"小球"周边的硅酸盐熔体成分接近斜长石，而暗色"小球"为富铁的熔体和磁铁矿雏晶。这是因为磁铁矿和辉石参与了熔融作用。

熔体中硅酸盐成分与富铁成分分离是玄武岩浆结晶过程中辉长岩与磁铁矿分离形成铁矿的基本方式，而含铁的杂质等在差应力作用下通过扩散富集，为辉长岩与磁铁矿的进一步分离及铁矿的形成起到重要作用。

本研究由国家重点基础研究发展规划项目"大陆强震研究"(G1998040704)、国家自然科学基金（40002020）及中国地震局构造物理开放实验室共同资助。

高围压下周口店石英闪长流变学的实验研究

周永胜　何昌荣

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

1. 引言

目前有限的花岗岩流变实验研究都是在含不同程度部分熔融的条件下进行的，没有熔体参与的花岗质岩石的塑性流变实验研究还比较少，这是因为花岗岩在低温时处于半脆性，高温时易出现部分熔融。这些实验结果为研究下地壳流变、动态部分熔融及花岗质片麻岩和混合岩的形成等方面提供了重要的实验依据，但基本不能满足讨论中地壳岩石流变的需要。因此，在研究大陆岩石圈流变模型时中地壳都采用石英流变本构方程。本研究采用周口店石英闪长岩，在高围压下进行塑性流变学实验研究，试图抑制熔体产生，探讨其流变参数和变形机制等。

2. 实验条件和实验样品

本实验在中国地震局地质研究所构造物理开放实验室的 Griggs 型固体压力容器三轴实验系统上完成。实验条件为：围压 1000～1100MPa、温度 700～950℃、应变率 1×10^{-4}～$6.25\times10^{-6}s^{-1}$。实验样品为周口店石英闪长岩，细粒粒状结构，斜长石 70%，板柱状，局部含钠长石双晶，长轴 1.6mm，短轴 0.3mm；石英 5～10%，粒状，0.2～0.3mm；角闪石，15～20%，0.2～0.5mm；黑云母<5%，绿帘石<1%。在装样前把样品放入烘箱内在 150℃下干燥。

3. 实验初步结果

在实验过程中，为了求得强度的速度依赖性参数，采用了变速率实验，即在宏观上达到稳态流动状态时，改变速率以得到另一个应力稳态值，实验结果见表。根据差应力与应变速率，可以求得幂次稳态流变方程中的应力指数 n。力学资料和微观研究表明，在 700℃时石英闪长岩为脆性破裂，岩石强度高；在 800～950℃为塑性流变，应力指数 n=5，为位错蠕变。本研究由国家重点基础研究发展规划项目“大陆强震研究”(G1998040704) 资助。

在高围压下周口店石英闪长岩的流变学实验结果表

编号	温度℃	围压（MPa）	差应力（MPa）	应变%	应变率（s^{-1}）	应力指数
Gran06	700	1100	2098.8	10.37	1×10^{-4}	脆性破裂
Gran01	800	1000	735.57	7.88	1×10^{-4}	5.0
			611.2	9.58	2.5×10^{-5}	
			486.8	11.16	6.25×10^{-6}	
Gran07	850	1100	497.0	5.67	1×10^{-4}	
			449.75	7.19	2.5×10^{-5}	
			404.4	8.33	6.25×10^{-6}	
Gran02	900	1050	415.0	12.56	1×10^{-4}	
			312.0	14.65	2.5×10^{-5}	
			278.0	15.45	6.25×10^{-6}	
Gran05	950	1050	247.0	5.24	1×10^{-4}	
			190.0	6.56	2.5×10^{-5}	
			125.0	7.91	6.25×10^{-6}	

高温高压下常见地壳岩石物性研究

马麦宁　白武明

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101）

随着高温高压实验技术的发展，模拟地球内部温压条件的高温高压岩石、矿物的物性测量，已成为人们探索地球内部奥秘的一个重要手段。国内外对岩石波速、电导率及流变性质的研究已经较多，但多是些相对独立或单一性质的研究，缺少系统的综合研究；并且这些研究多集中于成分相对简单的地幔岩石，对复杂的地壳岩石则研究较少。因此本文在高温高压下分别采用了静态和动态高温高压实验技术，对一些常见地壳岩石（包括花岗岩、花岗石闪长岩、花岗片麻岩、斜长角闪岩和混合岩等）进行了高温高压纵波速度、电导率和流变强度等综合研究。特别是对某些岩石，如花岗闪长岩既进行了波速、电导率研究，又进行了变形实验研究。这些研究结果为地壳物质的反演解释提供了重要的实验依据。

实验样品为地壳常见岩石，根据实验需要，分别制成不同规格的圆柱体。其中波速实验样品，加工成直径为10～12mm，长32mm的圆柱体。电导率实验样品加工成直径8mm，长3～5mm的圆薄片，由于天然样品颗粒较粗，对电导率测量影响较大，因此电导率实验均使用的是热压样品。热压方法是先将天然样品粉碎、研磨至200目，然后进行加温加压处理，并且为保证热压后样品的密度与天然样品相同，对不同的岩石样品进行热压的温压条件并不完全相同。变形实验使用的也是天然样品，样品尺寸为直径10mm，长20mm。

波速和电导率实验采用的是静态大腔体高温高压设备，变形实验使用的是动态三轴实验装置。波速实验结果显示在高压下岩石波速随温度升高而降低，但在加温初期这一现象并不明显，随温度的升高波速出现明显降低。但矿物组合不同的岩石样品波速出现明显降低的温度点不同，如含有绿泥石的样品在400℃左右就开始出现波速的明显降低，而只含角闪石或黑云母的样品波速出现明显降低是在600～700℃以后。几乎所有样品在1000℃以上时，波速均已显著降低。通过对实验后的样品进行显微薄片观察和电子探针分析，发现波速的初始降低主要是含水矿物（绿泥石、角闪石或云母）的脱水引起的，而波速的显著降低则与含水矿物的部分熔融有关。而电导率实验的结果显示所有样品普遍在500～700℃范围内电导率增大约两个数量级。这与波速出现降低的温度范围基本一致。薄片分析发现电导率的增大也是与脱水和部分熔融有关，这说明波速降低和电导率增大为同样的原因所致。对花岗闪长岩进行了500MPa围压下不同温度（700℃，800℃，850℃，900℃）的变形实验研究，四个温度下应变速率均为1×10^{-4}/s。实验结果显示随温度的升高岩石强度明显降低，特别是800℃以后，岩石强度出现迅速降低。经过对变形实验后样品的初步观察，发现样品中已经发生了部分熔融。可见，脱水和部分熔融是造成岩石波速和电导率迅速变化的主要原因，而由于部分熔融的发生，岩石的强度也出现明显降低。

综合分析波速、电导率和流变实验的结果，不难发现，在地壳范围内，温度对岩石物性有着很大的影响，因此如果在某地区地壳内部存在局部高温区，使岩石发生脱水和部分熔融，那么该地区地壳中就有可能出现低速、高导层。如目前在青藏高原和华北等地区分别发现的地壳低速（高导）层，很可能是与岩石的脱水和部分熔融有关。而在地壳中部深度范围内，如果存在局部高温区，使岩石发生部分熔融，那么在此高温区内的岩石，其强度就会明显低于周围岩石，易于发生塑性变形，形成地壳中的软弱带，此软弱带与相邻地壳物质性状差异所发生的层间滑动及应变能的积累，又可能导致在局部地区发生地壳强烈构造活动。

本研究由国家自然科学基金（49874017）及中国地震局构造物理开放实验室共同资助。

1998 年张北地震震源动力过程的数值模拟

蒋　峰　蔡永恩

（北京大学地球物理系，北京，100871）

1998 年 1 月 10 日，在我国河北省张北、尚义（北纬 41.14 度，东经 114.45 度，深 14.8km）发生了 Ms6.2 级的破坏性地震。目前对这个地震的研究主要侧重于震前异常、地震序列、发震构造与孕震模式探讨，对它的动力过程研究甚少。

反演方法和数值模拟方法是研究震源破裂过程的两种基本手段。数值模拟方法是一种正演方法，常用的有有限差分法、边界元方法、有限元方法、离散元方法和 DDA 方法。考虑到震区介质的非均匀性、几何非线性和介质的非连续性，本文试图运用 LDDA 方法模拟张北地震震源动力过程，深入了解这次地震的位移场、速度场、加速度场以及应力场随时间的变化。在 LDDA 方法中断层被视为满足库仑摩擦准则的接触面，断层的闭锁、滑动和拉开取决于接触面的应力状态。块体之间的接触判断使用了 DDA 方法中的接触判断准则，并用区域分解方法求解。LDDA 方法求解过程可分为如下 3 个步骤：

（1）不连续弹性块体内部进行有限元网格剖分，利用 DDA 方法中的接触判断准则，找出当前时刻系统内相互接触的块体；

（2）用区域分解法求出接触面上满足约束条件的接触力；

（3）利用接触力分别求出每个块体内部有限元节点上的位移和应力。

根据地质资料和震源机制解，模拟计算中选取的几何模型区域长 123.8km，宽 137.8km，分成 17 个块体（子区域），在有断层的地方，断层就是块体的分界线。整个块体有限元系统共分成 12045 个三角形单元，6683 个节点。力学模型为平面应变、线弹性小变形模型。不同的弹性块体取不同的泊松比、杨氏模量和密度。发震断层的静摩擦系数和动摩擦系数分别取 0.7 和 0.15，其余断层的静摩擦系数取 0.6。在求解区域的左右边界上取最大主应力为 450MPa，在其余两条边界上取最小主应力为 350MPa，它们的平均值相当于震源深度处的静岩压力值。

数值模拟分两步进行，首先用给定的边界构造应力求出初始应力场；然后通过降低发震断层上的静摩擦系数模拟地震的发生和震源的动力过程。

数值模拟结果表明，发震断层的走滑分量是右旋错动，与震源机制解一致。在发震断层的中间部位附近，位移矢量最大，向两端衰减；在断层两端点附近位移矢量最小，位移方向与断层走向垂直。在发震断层周围存在 4 个转动中心。发震断层两侧的相对错动最大可达 3.5m，最大拉张位移只有 3.25cm。位移随时间变化的图像反映出断层错动存在着轻微的过冲现象。

在发震断层的最南端附近法向速度与切向速度最大。法向速度最大可达 0.74m/s，切向速度最大可达 2.5m/s。断层上不同点速度达到最大值的时间是有差别的。在发震瞬间，断层上节点的法向加速度与切向加速度最大，然后随着时间逐渐衰减。法向加速度与切向加速度的最大值都发生在发震断层的西南端附近，分别为 $3.15\mathrm{m/s^2}$ 与 $11.4\mathrm{m/s^2}$，这与此次地震地表破坏最严重的地区一致。在发震断层的中部，最大法向加速度只有 $1.82\mathrm{m/s^2}$，最大切向加速度只有 $3.3\mathrm{m/s^2}$。在震后不同时刻，在发震断层以外具有较大加速度的点基本出现在东北或西南方向。

由给定的边界构造应力求得的初始应力场是不均匀的。降低摩擦系数后，断层的两侧产生相对滑动，使得积累的应力释放。在切向应力随时间变化的图中可以明显的看到，地震产生的应力降最大为 4.5MPa，而且不同点的应力降是不同的，这说明初始应力场影响震后应力降震后 12.78s 的主应力变化矢量场给出了震后 $\Delta\sigma_1$ 与 $\Delta\sigma_2$ 的分布情况。从中可以看出，主应力变化可以划分成具有四象限分布的拉伸区 T 和压缩区 P，在 T 区主压应力减小，震源区介质受拉；在 P 区主应力增加，震源区介质受压。本研究模拟计算所指定的最大主应力方向落在拉伸区对应的方向范围内。

13. 流体地球科学

自然灾害的共生与群发—统一成因

杜乐天

（核工业北京地质研究院，北京，100029）

多年来中外自然灾害的研究和预测存在三单现象：①单一灾害类型的单一研究；②单一学科研究，各种自然灾害分别归气象学、海洋学、地震学、林学、水利学专业研究；③单一部门负责单一灾害的预测。

我们的近期学习和研究发现上述表面上相互独立互不相关的种种自然灾害，实际上在时间、空间、强度及成因上存在明显的共生规律。就拿1972年为例，此年是我国及全球自然灾害最多的一年，发生了强厄尔尼诺，我国东部、澳大利亚、印尼等地严重大旱，秘鲁一带暴雨成灾，西北太平洋强震频发。从1971年9月到1973年6月7级强震竟然多达14次之多！汤懋苍（1998）指出，台湾海域7级以上地震多发时，长江中下游总要出现旱区；台湾地区地震平静期，江淮洪涝严重。今年（2001年）前半年也是先后西雅图地震、台湾地震，渤海东海大片赤潮，菲律宾马荣火山爆发，秘鲁强震，我国北部、印度、伊朗空前大旱，供水紧张，美国东部洪灾等等灾害群发。另外，长江裂谷带好像是华北东北—江南之间旱涝热凉的一条分界带，南北有翘板现象（杜乐天，1998）：如果华北东北干旱、少雨酷热，长江以南就多雨、暴雨、凉夏。本来华北东北的高纬度，应当气温低于华南。但多年来情况恰恰相反，总是北方远远热于南方。2001年5月20日广州只有二十几度，而东北和北京地区高达35～40℃。这是极不正常的，只用副高的进退解释似乎牵强。副高为什么进退？还须进一步查寻原因。

华北盆地、松辽盆地都是裂谷盆地。到晚第三纪和第四纪又变为拗陷，被广大冲积平原所覆盖。表面上看是大平原，但深部断裂纵横，地壳相当破碎，软流溃变体上隆到很浅，地壳已经很薄，有利于玄武岩浆溢流和强烈喷气，造成几十万Km^2的大面积强烈喷气大气增温，可以产生10～16℃的附加温度，导致暖冬酷暑，夏天出现高达40℃的热灾（本应不过24～30℃）。由于气温高，云团中水气不易凝结，故长时间少雨、无雨。再加温度升高又促使地表水过量蒸发，最后造成干旱或旱灾。长江裂谷位于华北大盆地的最南缘。华北盆地是个巨大排气热区，作为强大后盾再加上长江裂谷排气成墙，形成强大的垂直上升气流，阻挡南方富水云团北上过江，只能在江南挤积加厚而强降雨，大洪大涝。1931，1954，1991，1998夏天特大暴雨区降水最高等值线图恰好沿长江南岸呈东西向长带分布决非偶然。南方之所以涝的原因主要在于北方的热区对云团的阻挡。如果北方不旱不热，热阻挡将减弱或不存在，南方云团就可过江向北到高纬度降雨、降温，南方的云水分配给华北东北许多，也就不致南方大洪。

在灾害预测的方法上，一种预测方法往往可以用来预测表面上毫无关联的多种灾害而且成功率较高。例如利用热红外大气亮温图像不仅可以预测地震（强祖基等1990，1999），还可以预测森林大火（杜乐天，1998；强祖基、杜乐天，2001）；地震往往发生在长期大旱地区的边缘地带，地震级别与干旱面积成正比（耿庆国，1972，1985）；运用天体引潮力共振规律预测特大暴雨长江大水和地震（任振球、李均之，1995，2001）；采用地磁法可以预测地震、强降雨以及赤潮的地球排气提供菌藻营养N.P.K.Si（曾小苹，1999，2000）等等。上述种种情况也说明诸多天灾有统一成因。

对众多天灾具有共同成因的新理解

杜乐天

（核工业北京地质研究院，北京，100029）

地球排气作用早在上世纪初及中叶即被人详细研究。近来通过国家自然基金八五首批重点项目《地幔流体与软流层（体）地球化学》的研究，我们发现地球至少有五个气圈（杜乐天，1993）而且越深气越多、越强大。地球所排放的气体大体可分为 13 大类，不同气体可以造成不同的自然灾害，地球排气实为众灾共同之祸根（杜乐天，1999）。现再阐述如下：

(1) 气裂作用和气胀作用是地震发生的主要原因。在气体中只有自然界最小的原子 (H) 及分子 (H_2、He、N_2) 才能钻进超微裂隙的最尖端，通过下述四个反应产生高能气劈，雪崩式地扩张裂隙网络，岩石强度严重降低，地应力不再增强也同样爆发断裂致震。这四个可能的反应是：①生热：$H+H\rightarrow H_2$，$\Delta H=105\pm3.5$ 千卡/摩尔；$2H_2+O_2\rightarrow 2H_2O$。②在尖端微区产生巨大压力：H 原子化合成 H_2 分子可产生上万大气压 (Hodge，1964；陈廉，1978；储武阳，1988)。③氢的电化学反应：水溶液在裂隙尖端会由中性变为强酸性，pH≈2～3，$H^++e\rightarrow H$ 导致材料的氢致开裂（肖纪美，1994）。④氮化物的高爆炸性（如叠氮，N_5）。

上述气体在地幔岩捕虏体的气液包裹体中均有发现，已被前人和我们的工作证实。

震中分布有一个重要规律，多出现于中地壳低速带和上地幔软流体的顶界面脆性岩石之中。这恰好证明溃变体中的强大气胀、气裂促使了脆性岩石发生断裂。多年熟知，古老地盾、地台等稳定区很少地震，其深部几乎没有溃变体或者埋藏很深；而到了活动区地震就多而强，溃变体既大又浅，排气强烈。华南多年很少闹震，盖因其深部溃变体不发育，地壳升降很缓弱。东北、华北不然，地壳仍在不断下降，活动性大，故排气、干热、地震、沙荒严重。

(2) 可燃性：地球深部上喷的气体主要是强还原可燃气体，倒如 H_2、CO、CH_4 及同系物。在林区腐植层中渗出，达到一定浓度，稍有火星可以几千几万 km^2 同时多处起火。我们还认为，新疆等地的煤层自燃也有深部可燃气的助威。把深部的气抽掉，煤层也许就不燃了。美国去年 10 个州森林大火说是因为气温太高。我们后来对美国本土当时的卫星遥感图像重新分析发现也是地球排气所致。气温高只不过是地球强烈喷气的标志，不是失火原因。

(3) 幔汁中的C—H—O 上升到地表形成 CH_4、CO_2、H_2O 温室气体。另外深部气体又是>1000℃的过热气体，气体的氧化和电磁反应也大量生热。我们发现地球排气至少可以产生 10～16℃的附加热贡献。直言之，像暖冬热夏、干旱、少雨、沙尘暴、沙荒化、沙漠扩大等许多特大灾害就是这个附加热造成的。京津、哈尔滨、吐鲁藩如此高温，长江火炉子城市（重庆、武汉、南京等）的夏天高度闷热冬天又特别湿冷也源出于地球排气。

(4) 地球排气如果以 H_2、He、N_2 为主，还可以造成大气突然降温的异常，形成雪灾、暴风雪、冰害。因为它们都是高效的冷却剂。

(5) 幔汁中存在纳米级自然元素（大部分是金属）微粒流及 K^+、Na^+离子。在地深强大压力驱动下喷流上升形成巨大的气旋、涡流、湍流，产生电异常、磁异常、声异常。台湾有的地震发生前电离层突然下降好多千米。另外，在酷暑到来时大气异常混浊，浓雾整日不散，显然不是蒸气雾而是纳米微粒悬浮。

(6) 强烈排气（也可称之为哮喘）大气增温几到十几度，形成低压区，会吸引台风过来造成特大暴雨，这可能是 1976 年河南驻马站大水的原因（南阳盆地也是一个排气热区）。

流体对孕震环境和地震前兆复杂性影响的研究

杨玉荣

（中国地震局，北京，100036）

有计划有组织开展地震预测预报研究已30多年。从地震流体的角度来看，也积累了大量的地震蕴育和发生与流体有关的事实：一是大多数强震发生在构造盆地边缘、块体边缘、深大断裂带附近；并在强震发生前、发生时、发生后伴有大面积的、大量的、剧烈的喷沙冒水现象；在震区，普遍存在明显的地移、地陷现象；强震震源多具有位于地壳低速高导体的上部或其边缘的深部构造背景；二是国内外从生产实践中认识到的诸如高压深井注液诱发地震、水库蓄水诱发地震等；三是从岩石力学和构造物理学实验的角度，都明确地表明了岩石孔隙流体压力和化学作用对岩石强度、破裂性质、破裂速度及地球物理参数等的影响；四是从地震前兆的角度，流体动态变化与地震的蕴育和发生有空间上相关、时间上相随的特征，流体动态变化成为预测预报地震的重要指标之一，取得了一些成功预报经验，但更多的是虚报、漏报、误报的教训。认真分析、深入总结乃至反思三十多年来的地震监测、预报、科研实践，大家普遍认为，真正认识蕴震环境和前兆变化的复杂性是实现确定性预报的重要难关。而导致蕴震环境和前兆变化的复杂性的重要原因之一应该是“流体”。

流体在地球科学研究中已走上“固体—流体”并重的阶段，并随着陆洋超深钻技术、包体分析技术、海底探测技术、空间对地观测技术、静态超高压及大腔体实验技术和大型计算机技术的发展，人们逐渐认识到：流体普遍存在于地球各个圈层，并对地球物质、能量、动量的交换、传递和再分配起控制作用，参与地球的演化，成为建立更加真实的整体地球动力学演化模型和全球变化模型的重要因子，也是地震蕴育和发生的动力之一。

在地震预报研究中，大都认为流体地震前兆变化多端，既能灵敏地反映地震的蕴育和发生，又难以呈现出重现性很好的规律性，这都是由于流体具有不同于其他前兆的独特的特点所致，也是流体地震前兆复杂性的根本原因。这些独特的特点是其“占位性、流动性、多变性”。所谓“占位性”，流体是一种实实在在的物质，它与固体格架共同组成地球，因此，在蕴震过程中，流体不仅是力的承受者，而且是一种力源（孔隙压力）；所谓“流动性”，流体能在压力场、温度场、浓度场（势场）任何一种因素或其综合作用下流动，这种流动，不仅有层间水平流动，而且有垂向流动，“地球整体动态环境与地下构造热流体广域穿层效应”有密切关系（马宗晋，1988）；所谓“多变性”，流体在流动过程中，不仅流体自身发生物理化学性状变化，而且也随之改造与其相接触的固体介质的形状和物理化学性质，在地球各种地质过程中，不仅是物质交换、传递、再分配的物质介质本身，而且又是这种物质、能量、动量交换、传递和再分配的重要媒介、载体，在地球物质、能量、动量交换、传递和再分配过程中起控制作用。从以上流体特点可以看出，在地震蕴育过程中，流体强烈地影响着蕴震环境和作为地震前兆观测的地球物理场参数发生变化，使流体成为蕴震环境和地震前兆复杂性的重要原因之一。

因此建议开展蕴震环境和地震前兆复杂性的专题研究，并以整体观与演化观为指导，充分认识地球系统是由固体系统和流体系统组成的，是一个物质、能量、动量不停地输运、交换等再分配的、不断演化的整体动力系统；充分重视流体的占位性、流动性、多变性的广域穿层效应的复杂性，研究流体系统与固体系统在不同温度、压力和时空尺度下所发生的物理的、化学的相互作用及其对蕴震基本过程的影响或控制，建立统一的地球构造流体运动的观念，发展地球构造流体动力学；重视多学科、大跨度的交叉、融合、综合研究，以期获得对蕴震过程的新认识，建立新的蕴震模型、预测模型和综合预报指标体系。

孕震过程中多种地电前兆阶段性特征物理实质的分析

毛桐恩[1] 姚家榴[2]

（1 中国地震局地球物理研究所，北京，100081；2 地震出版社，北京，100081）

20世纪，地震科学的重要进展之一是认识到了地震的孕育到发生是有过程的，同时又把这种过程划分成几个阶段，每个阶段的地震前兆又各具特征（冯德益，1983；梅世蓉、冯德益、张国民等，1993）。

到目前为止，探索研究地震预报的观测手段达10多种，异常项目也达70多种。地电是地震预测预报探索应用最早的手段之一，但由于种种原因，在相当长的一段时间内，存在地电前兆参数相对单一（仅限于地电阻率 ρs）的问题。探索研究地电前兆的异常项目现归纳如下：

①地电阻率前兆（ρs）；②地电阻率（月）相对变化速率前兆 R_p（t）（毛桐恩等，1998）；③大地电场前兆（SES）（毛桐恩等，1999）；④介质电性各向异性前兆（S）（毛桐恩等，1999）。

鉴于地电方法在地震中、短、临三个阶段的监测优势，以1976年唐山7.8级地震、1989年大同6.1级地震、1998年张北6.2级地震为例讨论上述几种地电前兆的阶段性时空特征。

地电前兆的阶段性时空特征表

地电前兆参数	中期阶段（1～几年）	短期阶段（几个月）	临震阶段（数天以内）
ρs	趋势性下降 异常增强 由震中向外围扩展	异常加速强化 达峰值或峰值后 回返	出现脉冲 表现出方向性
R_p（t）	趋势性增强 由震中向外围扩展 震中区的 R_p（t）大于外围区	异常加速强化 达峰值后减速 由外围向震中收缩	再加速
SES		场强度增大、日变异常簇	场矢量方位发生转动
S	趋势性强化 向外围扩展	达峰值后弱化 扩展停止转为收缩	加速弱化 或回返

表中显示了四种地电前兆参数三个阶段性的基本共性特征：中期阶段异常由弱至趋势性增强，空间范围由小到大（由震中向外围扩展）；短期阶段异常由强达最强，空间范围由大达最大；临震阶段异常由强变弱，并出现脉冲或方向性，空间范围由最大略变小。

四种地电前兆参数在地震孕育过程的非弹性阶段中表现出基本一致的共性特征，可能也从一个侧面反映了几种前兆的客观性、可靠性和科学性。

地电阻率法（ρs）的理论基础是扩展的阿契定律与多层介质地电阻率影响系数理论。30多年来，各国内容丰富的实验表明，岩石的导电性主要取决于孔隙、裂隙中的流体（液体、气体）。地震孕育地壳岩石受压过程中，岩石孔隙裂隙体积的改变，裂隙的张开、闭合导致了流体的渗入及挤出，干、湿裂隙的串、并联作用和流体的运移及分布状况决定了岩石的导电结构（导电结构具有方向性）。不同孕震阶段，导电结构的变化决定了上述四种地电前兆参数的共性特征。DD孕震模式（Scholz et al.，1973）特别强调流体水在孕震过程中的重要作用。中期阶段扩容开始，新裂隙形成，水开始进入新裂隙；短期阶段急剧扩容，裂隙增生和扩展的速度大于水流入的速度；临震阶段大量水流入扩容裂隙（陆阳泉等，1998）。流体在三个阶段如何导致上述四种地电前兆参数特征，参见有关参考文献。

潮汐天文周期与全球气候变化

杨学祥

（吉林大学，长春，130026；中国科学院国家天文观测中心，北京，100012）

近期研究表明，地球流体在全球气候变化中扮演重要角色。美国科学家相信，即使没有温室效应，月球通过潮汐也会控制地球的温度。潮汐大时，就有更多来自海洋深处的冷水被带到海面并冷却海洋上的空气。据计算，大约在1425年即小冰期的末期，潮汐达到了最大值，从那以后逐渐减弱，直到3100年潮汐又达到最大值（New Scientist，2000，V01.166，No.2232：Page 12）。强潮汐不仅使深处冷水上翻降低大气温度，而且加快海洋吸收大气CO_2的速率，减弱温室效应，在短期内使地球大气变冷，使深部海水变暖。强潮汐效应所产生的海底火山强烈喷发从整体上加热海水，是全球气候长期逐渐变暖的原因。赤道和两极的最大温差可加强大气环流、西风漂流和秘鲁寒流，形成拉尼娜冷事件；反之，则形成厄尔尼诺热事件。在太阳活动高值期，强太阳风暴中的高能粒子沿磁力线进入大气层两极区，可降低赤道与两极的温差，是太阳活动低值与小冰期对应的原因。太阳活动可能受行星潮汐控制。对第三纪早期的普遍变冷起作用的明显构造事件是巴拿马地峡的封闭。阻挡大西洋赤道暖流进入东太平洋，加强秘鲁寒流，是气候变冷的原因。同理，南美洲与南极大陆的分离造成环绕南半球强烈的西风漂流，阻挡赤道暖流南移，生成南极冰盖并维持其稳定的存在。如果把巴拿马运河变为海峡，使大西洋暖流进入东太平洋，就会降低东西太平洋两侧表层水的温差（在3～6℃之间），消除厄尔尼诺与拉尼娜极端气候振荡的形成根源。

对地球形变产生的各圈层差异旋转和能量交换的计算结果表明（中国学术期刊文摘，2001，7（7）），月亮在赤道时产生的半日潮使气圈、水圈和液核分别有54181864、43275和3103km³的体积绕固体地球向西运动，形成赤道高空风、西向海潮和液核表层西向漂移。由于地形的阻挡，形成大气、海洋和液核的涡旋、湍流和异常大潮以及冷暖海水的上下和东西向振荡与混合。岩石圈和下地幔分别有2754和10599km³的体积胀缩，是其中熔融部分流动、上涌和喷发的动力。太阳相对地球在南北回归线之间的摆动，使流体相对固体南北振荡与混合。地球在春分和秋分扁率变为最大，形成赤道大潮，两极高纬地区分别有6605998、5251和368km³体积的大气、海水和液核流体通过临界纬度（35°）流向赤道，并在科氏力和西向引潮力作用下加速向西漂移，使各圈层差异旋转速度增大，高纬地区排气排液活动强烈，这是两极冷水入侵赤道并使大洋西部暖水变冷的主要原因。地球在夏至和冬至扁率变小，低纬排液排气强烈，形成赤道低潮，暖水暖风流向两极使地球自转变快，它们在科氏力作用下向东漂移，加强赤道逆流，减弱赤道信风。特别是从秋分到冬至，日地距离变小，引潮力变大，半日潮产生的强烈振荡高值区由赤道向南北回归线偏移，形成低纬大洋南升西移北降东移的顺时针昼环流和南降东移北升西移的逆时针夜环流，最大幅度南北振荡加强了冷暖水的混合，南极极昼形成的大气南北对流使赤道以北的太平洋赤道逆流暖水南移。在南美厄瓜多尔和秘鲁沿岸，由于暖水从北边涌入，每年圣诞节前后海水都会出现季节性增暖现象。行星冲日、大潮和近地潮的叠加形成最大值效应——厄尔尼诺。

信风使冷暖洋流分别集中在赤道大洋的的东西两侧，太平洋与大西洋的区别在于有集中的火山地震带和大于90°的两侧经度差，形成太平洋东部与西部的潮汐高低潮的反相位。因此，78cm的强潮汐高差在东西太平洋的反向振荡可抵消西太平洋暖水海面高差（约40cm），强迫冷水上翻和暖水东向运动，强烈的振荡混合作用降低东西海水温差，形成厄尔尼诺。东太平洋海底火山在强潮汐作用下强烈排液排气，是形成厄尔尼诺的激发因素。

国家自然科学基金（No.49774228）资助。

渤海壳、幔结构特征与现今盆地地温场关系

王伟元[1] 蔡东升[2] 何建坤[3] 王良书[4]

（1 中国海洋石油研究中心科技部，北京，100027；2 中国海洋石油研究中心渤海院，天津，300452；
3 中国科学院地球物理研究所，北京，100019；4 南京大学地科系，南京，210093）

利用渤海周边地区200多个地震台网的10，000余个地震记录，对近100，000条地震射线进行计算，获得了渤海及邻区上地壳，中地壳，下地壳，岩石圈上地幔和软流圈五个不同深度层次的P波速度图象，展现了渤海岩石圈不同深度层次的结构特点。研究结果表明渤海及其邻区岩石圈各主要界面除渤海中部（简称渤中）具有一致的上隆特征外，其它地区均存在明显的“立交桥”式的结构叠加特点。这种特点推断与渤海地区新生代盆地构造演化对前新生代岩石圈结构的改造程度有关。在渤中地区，由于新生代成盆作用强烈，壳一幔相互作用也强烈，因而对前新生代盆地基底岩石圈结构改造也较彻底，使现今该区壳、幔各界面表现为一致的上隆状态；而在渤海其它地区，因新生代成盆作用相对逊色，尤其是成盆演化的晚期，也就是晚第三纪以来的成盆作用较弱，使其中由多期、多方向构造事件叠加塑造而成的岩石圈变形结构得以不同程度的保存，因而其壳幔各界面表现为“立交桥”式的结构特征。此外，通过渤海新生代火山岩地球化学特征的研究和盆地构造特征的详细分析（Cai Dongsheng et al.，2000；蔡东升等，2000），证实渤中作为现今渤海湾盆地地幔上隆最强烈的地方，其成因主要与该处岩石圈强烈的拉张减薄导致了地幔“被动”上涌有关，而与所谓的地幔柱的“主动”上涌无关。

有意义的是，上述壳、幔结构特点对渤海地区现今地温场的分布有重要影响和控制作用。根据渤海地区8口井的系统测温资料和142口井的油层测温资料，计算并绘制了渤海地区现今的盆地地温梯度分布图，相同深度的地温分布图和同一地层底界面的地温分布图。结果显示：渤海地区新生代盆地盖层的平均地温梯度为3.3℃/100m，其中凹陷区地温梯度为2.5～3.5℃/100m，凸起区地温梯度为3.0～4.5℃/100m。地温梯度分布受盆地构造单元和大型断裂构造带的控制。一般凸起区地温梯度较高，凹陷区地温梯度较低。但当同处于凹陷或凸起上时，一般大型断裂（如郯—庐断裂）通过的地方地温梯度较高，无大型断裂通过的地方地温梯度较低。因此，就地温梯度的分布而言，高热阻的盖层和较高热导率的基岩隆起以及大型断裂的活动是控制渤海地壳浅部地温梯度分布的重要因素。若就地温分布而言，我们发现在相同深度上，位于壳、幔强烈隆起的渤中凹陷周围，无论是在凸起还是在凹陷中，其井温一般比其它地区偏高。如果从同一地层底界面的地温分布来看，就更显出渤中地区强的高地温、高油气成熟中心的特点。

综上所述，渤海地区的现今地温场与该地区现今的壳、幔结构特点有密切的关系。这就是地幔隆起带或地壳减薄带或岩石圈伸展带和深部断裂带以及高热阻的盖层和较高热导率的基岩隆起相互配置、相互作用共同控制了渤海地区的现今的地温场分布，并进而控制了渤海地区不同层系油气成熟演化的进程。

参考文献

1. Cai Dongsheng et al. Structure of the Bohai Petroliferous Area, Bohai Bay Basin. ACTA Geological Sinica, 74 (3): p641－650, 2000.

2. 蔡东升等．渤海构造演化与油气关系的新认识．见：中国地质学会主编，“九五”全国地质科技重要成果论文集．p498－505. 北京：地质出版社，2000.

岩浆脱气作用研究

李　霓　樊祺诚

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

在地下深处高温高压的条件下，岩浆处于相对均匀的熔融状态，挥发性气体组分基本上溶解于岩浆中；随着温度、压力条件的改变，硅酸盐熔体逐渐分异演化以及冷却、凝固，挥发性组分的溶解度减小，从硅酸盐熔体中分离及逸出，这就造成了岩浆的脱气作用。

岩浆的脱气现象在火山喷发时大量气体随火山灰云升入高空中得到证明。这些气体就是原先赋存于岩浆熔体中的 H_2O 蒸汽、CO_2 等气体，含量较少的其它气体还有 CO、H_2S、SO_2、CH_4、H_2、N_2、NH_3 等，这些挥发性组分在原始岩浆中的总含量一般不超过 6%。

原始岩浆自形成伊始一直在慢慢地分异演化，及至喷出地表时脱气量巨大。根据以往资料，规模较大的火山喷发喷入空中的 CO_2、H_2S、SO_2 等气体含量可达上千万、百万吨数量级，对自然环境、气候、人类活动造成短期和长期的影响。火山喷出的巨量灾害性气体给人类造成很大危害，如何通过包裹体及寄主岩研究岩浆脱气作用是一项重要的课题，具有实际意义，因此从理论上对岩浆的脱气量进行一定计算是一项很有意义的工作。

影响岩浆脱气作用的内在因素可能有：气体的溶解度、气体在熔体中的扩散系数、岩浆的粘度、上升速率、熔体结构等。估算岩浆的脱气量，主要是直接测定和间接计算的办法。直接法是在飞机上用航空红外分光计、相关分光计等仪器直接测定从火山口喷出的各种气体的含量，一般来说此法较为可靠，适用于现在正在喷发或近期喷发过的现代火山，但费用昂贵。而间接法则是通过测定火山喷出的矿物斑晶、基质中各项挥发份含量，结合喷发物体积、质量，获得火山喷出气体的总量，也称为岩石学法。

使用直接法测定成本较高，而且只能测定正在喷发的火山，因此间接计算的方法应用较广，经过一些科学家的研究和完善，此方法已日渐成熟。从理论上说，岩浆矿物中原生的熔融包裹体是从均匀的熔浆中捕获的，是真正的岩浆样品，包含不同岩浆阶段的挥发性组分，因此对这样的熔融包裹体中的挥发分进行分析将提供岩浆中挥发性组分的成分、含量等重要数据。

一般来说，岩浆演化晚期至侵位阶段时寄主岩斑晶矿物中的熔融包裹体中的挥发性组分含量应代表喷发前岩浆中的气体含量。准确地说，熔融包裹体中熔体相、晶体相和出溶流体相中的挥发分的加权总和才比较完整可靠地代表岩浆熔体中的挥发分含量。

当岩浆沿各种裂隙通道上升侵位或至地表喷出时，由于骤然减压或沿裂隙逸散，气体被大量释放至大气中，硅酸盐熔融体快速结晶，形成玻璃基质，它的成分就代表了熔浆去气之后的成分，因此这种未经脱玻化的玻璃基质中的挥发分含量应代表岩浆喷出后的残余挥发组分含量。

上述斑晶中熔融包裹体和玻璃基质的挥发分含量之差额即岩浆的脱气率，如果能较为准确地计算喷发的岩浆体积（指致密岩石体积）和总质量，则气体的总逸出量应可以得到。

各向同性介质中基于BISQ方程的波场模拟

杨宽德[1,2] 杨顶辉[1] 王书强[1]

(1 清华大学数学科学系，北京，100084；2 蒙自师范高等专科学校，云南，661100)

Biot 流动和喷射流动是含流体多孔隙介质中流体流动的两种重要力学机制，基于 Biot 流动的力学机制，Biot 建立了多孔隙介质中的弹性波传播理论。尽管 Biot 理论已经表明了弹性波在饱和多孔隙介质中传播时具有耗散性和频散特征，并已被广泛用于双相介质中各种波动现象的解释。但在很多情况下这种理论预测的能量耗散和速度频散要比实际的低，因而对许多实验结果和实际数据不能作出合理的解释。而基于喷射流动力学机制的喷射流动理论，由于它是基于单个孔隙中或者基于一个固体颗粒接触处流体流动的力学机制而建立，因而其应用存在很大的局限性。事实上，当地震波或声波在含流体的多孔隙介质中传播时，由于固体和流体相互作用、相互耦合，Biot 流动机制和喷射流动机制同时发生，且作为一个耦合过程共同对地震波或声波的振幅衰减和速度频散产生影响。

传统方法将这两种力学机制分开单独处理是不合适的。1993 年，Dvorkin 和 Nur 提出了一维双相系统中同时处理固—流相互作用的 Biot 流动和喷射流动力学机制的 BISQ（Biot-Squirt）模型，并将其理论预测结果与实验数据进行了比较，获得了比 Biot 理论更准确的结果。之后，Parra 将这一理论推广到了横向各向同性双相介质情况。杨顶辉等基于固—流耦合各向异性的思想，建立了一般含流体多孔隙各向异性介质中同时包含两种力学机制的弹性波传播方程（简称 BISQ 方程）。另外，基于微观流场固—流相对运动速度的各向异性，杨顶辉和张中杰研究了 Biot 流动和喷射流动耦合作用对弹性波衰减和频散的影响。

除此之外，有关 BISQ 理论的研究还有不少成果，然而基于 BISQ 理论的波场数值模拟至今仍未见任何报道。为此，本文基于含流体各向同性介质中的 BISQ 方程，利用 FCT 有限差分方法数值模拟了同时包含两种流动作用情况下地震波和声波的传播。并与仅包含 Biot 流动作用条件下的结果进行了比较。波场模拟结果表明：同时受 Biot 流动和喷射流动共同作用下的波传播比仅受 Biot 流动作用下的波传播慢，波的衰减比仅受 Biot 流动影响下的衰减更大；特别是在地震频率范围内，喷射流动对快、慢 P 波的波速影响很大，且慢 P 波具有低速和强衰减性质，这就是实际地震观测中很难看到慢 P 波的原因。同时，数值例子也说明了 BISQ 方程的有效性和正确性。由于这种 BISQ 方程描述了双相介质中波传播的有效性和合理性，也许在研究含流体多孔隙介质中地震波和声波的传播规律方面具有巨大的应用前景，这是值得我们注意的。本文通过 FCT 方法中的漫射和反漫射处理，有效地剔除了传统有限差分方法波场模拟中产生的伪波动，同时也有效地消除了波场模拟中的源噪声，获得了比较满意的结果。同时，对高频理想相界和低频粘滞相界作了地震记录。

本项目得到中国石油天然气集团公司物探重点实验室开放基金和清华大学基础研究基金的资助。

指示区域应力活动的地下流体

冯绚敏

（广东省地震局，广州，510070）

(1) 台湾位于亚洲大陆台的边缘、菲律宾板块与欧亚板块的交界处，台湾岛东部的花东纵谷就是这两板块的交界线。此交界线以西、以北的区域则属于欧亚大陆板块领域。处于板块会聚区的台湾地区是世界上地震活动最频繁的地区之一。统观地震活动的空间分布，自台湾东部（花东纵谷以西）往西，横穿台湾岛区、台湾海峡，直到大陆东南沿海地区，乃至我国大陆的华南地区，地震活动的频度和强度逐渐减弱。这一图象的可能机理是，菲律宾海板块与欧亚板块碰撞产生巨大的应变能，由应力传递和能量的衰减，在各处产生相应的应力调整，从而形成了地震活动强度和频度由板缘向板内递减的特征。研究中称此为大华南地震区。

(2) 1970～1991 年，大华南地震区全区无 6 级以上地震活动。1992 年开始，该区的地震活动形势发生了明显的变化，发生了大陆东南沿海地区多次 5 级以上地震、台湾海峡 7.3 级地震、台湾嘉义 6.3 级地震和 1999 年的台湾集集 7.6 级地震。2000 年以来，大华南地震区内尚未发生过 6 级以上地震，而其中的大陆东南沿海地区亦无 5 级以上地震活动。震情显示，自 1992 年开始，大华南地震区开始了一个新的地震活跃时段，至 1999 年，活跃时间长达 8 年。

(3) 粤、闽两省是大陆东南沿海地区地震活动的主要场所。1970 年开始，两省境内先后建立了地下流体观测点，最长的连续观测资料长达 20 多年。实测资料表明，1970～1990 年间，各项观测资料均显示出，经过多种相应的数据分析处理后，各项测值均有一稳定的背景值，多年不变，称之为多年动态（背景）值。在地震预报研究中，即是以此正常动态值及正常变化阈值作为识别正常与异常的基础和标准。

(4) 值得注意的是，粤、闽两省境内的许多地下流体观测点有关的流体测项的测值，自 1991 年下半年开始，先后呈现偏离多年正常动态的趋势上升或下降。根据调查和数据分析处理，结果表明，上述趋势升（降）应属异常变化。并且这些异常变化在 1993～1998 年地震趋势研究中一直是重要资料之一。

(5) 人们注意到，上述趋势升（降）异常变化出现后几个月，1992 年 2 月发生了福建南日岛 5.2 级地震，从此，大华南地震区开始进入地震活跃时段。这些地下流体测项所显示的趋势升（降）异常持续发展，直至 1999 年 9 月台湾集集 7.6 级地震后，这些趋势异常均先后结束并恢复正常，整个趋势异常持续时间长达 8 年之久。

(6) 上述表明，①粤、闽境内多个测点地下流体测项测值的长期趋势异常升（降）的出现不是偶然的，它与大华南地震区地震活跃时段相一致，它是在大区域应力场加强活动过程中出现的的，反映了区域应场增强、减弱的过程。因此，地下流体的长期趋势异常变化，对研究地震孕育和发生将是重要的资料。②据此，地下流体长期趋势异常变化对地震趋势和地震大形势研究及对区域地震活跃时段的研究和预测无疑是有重要意义的。③跟踪地下流体各测项长期趋势异常变化的过程可见，伴随着区域内每次重要地震事件的发生，在此长期趋势异常变化背景上会迭加短期加速的升（降）异常变化过程，它表明在区域应力场加强过程中，形成了多个应力集中区，从而发生多个强震，释放应变能。每次发生强震释放应变能，就对应力场形成一次“扰动”。每次“扰动”都会引起地下流体短时间的异常变化并迭加在长期趋势异常变化背景上。分析这种“扰动”引起的短期异常变化，对预测强震的发生将有重要意义。

川滇地区地下流体中短期前兆识别和预报指标的区域性特征

刘耀炜　施　锦　潘树新　曾玲玲

（中国地震局兰州地震研究所，兰州，730000）

川滇地区是我国大陆强震发生最频繁的地区之一，从地震活动强度和频次来统计都高于全国其它地区，其发震构造和中短期前兆异常特征与其他地区有一定差别。尽管四川和云南地区同属南北地震构造带南段，其异常特征也有差别。应用“九五”攻关成果，分析川滇两个地区水化学及水物理参量中短期前兆异常的特征，研究群体异常的配套性、协调性，建立具有区域特征的中短期异常判别指标和预报方法是本文的主要内容。

地下水化学、地下水物理参量中短期异常是指在强震发生前 3 个月至 1 年时间段内出现的测值量的非正常变化，这些变化包括参量值的幅度变化、频度变化、速率变化、形态变化（打破正常年变规律），以及过程（群体异常变化动态）变化等。地下流体前兆异常的特征的主要表现形式体现在阶段性、层次性、同步性特征和趋势性特征上。

中短期异常判定中，打破观测值年变形态被认为是流体参量中短期异常的重要特征。月变差率方法来定量描述这类异常，也就是用定量值来确定本年相对上年在同一月的变化程度，如果出现明显的变化差，则表明破年变程度较大，变差率较小时，则表明本年与上年的年动态相似，用给出的阈值，可以判定异常的起始时间和持续时间。对于具有双年变周期的数据，需采用 24 点月均值相对变化差率方法。云南和四川地区的大多数地下流体测点的动态变化非常适合用该方法进行异常提取。

研究结果表明，四川和云南这两个地区属南北地震带南段，在孕震的中短期阶段，异常出现的特征表现出更多的相似性，只是在指标上存在一些差别。7 级大震前，无论是水位还是水化参量，都会出现一定比例（>25%）的趋势异常，形态多数以上升为主，但云南地区也有下降趋势异常的实例。对 7 级以下强震来说，云南地区的孕震时间稍短，一般异常出现后 5～8 个月即可发震，而四川地区则需要出现一年以上的异常。

地下流体参量中短期预报方法是基于系统性和一致性的异常识别的基础上，强调动态与静态相结合，分析时、空、强多种指标的综合特征。除了注意异常的静态特征（时间分布、异常强度和异常密度），而且还要考虑异常的动态过程（异常分布图象、发展进程与组合特征）；不仅要分析异常的时间分布特征（异常的起始、持续和转折时间），还要分析异常空间的组合关系，特别是考虑异常与地壳介质结构特征及活断层展布情况的关系。

判定发震地点的标志和指标主要标志有：①异常分布与构造关系。②异常数常与台项比。③异常的时空转移特征：A. 异常区动态交汇法、B. 异常区移动法。C. 异常区扩散（趋势异常）或异常区收缩（短期加速异常）。④前兆的后效异常标志。

对震级判定采取定性分析与定量计算相结合的方法。判定的标志和指标为：①异常的分布范围和数量；②异常的持续时间和时程；③异常形态和幅度。

7 级以上地震会出半年异常频次加速，加速点在测报区应占总测点数的 30%以上。6 级左右地震出现季时段或月时段的频次加速，加速点在测报区应占总测点数的 25%以上。5 级左右地震出现月时段频次加速，加速点在本测报区应占总测点数的 15%以上。

判定强震发生的时间，主要从地下流体参量异常发展的阶段性、加速性和层次性等信息特征标志入手，寻找其群体异常加速指标和多项综合指标。

中国东部新生代地幔捕虏体中流体—熔体包裹体成分与碳同位素组成

储雪蕾[1] 徐九华[2] 刘 艳[2]

(1 中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029；2 北京科技大学，北京，100083)

河北汉诺坝、江苏六合—仪征、安徽女山和浙江新昌等地出露的新生代碱性玄武岩捕获的地幔橄榄岩包体都实际存在有以 CO_2 为主要成分的流体包裹体和硫化物±硅酸盐（玻璃±子矿物）±流体相的熔融包裹体，表明中国东部地区的地幔流体实际由富 C、S 的挥发组分和硅酸盐熔体构成。

采用分步加热真空爆裂法获得的地幔二辉橄榄岩全岩的 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值分布较宽，主要落在－17.5‰～－26.9‰的范围内：而其中橄榄石、斜方辉石等单矿物的 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值主要分布在－16.9‰～－27.3‰之间。二辉橄榄岩与其中橄榄石各自爆裂出的 CO_2 之间其 $\delta^{13}C$ 值差别不明显，而斜方辉石爆裂出的 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值略高于其全岩的值。寄主玄武岩与地幔包体的 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值明显不同，它们具有较高的 $\delta^{13}C$ 值，落在或接近一般认为的－5‰～－7‰的地幔 $\delta^{13}C$ 分布值范围。尽管存在着地区性的 $\delta^{13}C$ 值分布的差异，也存在不同温度爆裂出的 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值的不同，这样普遍落在－17‰～－27‰之间的地幔包体和矿物的 CO_2 气体表明中国东部地区：①可能经历了长期的地幔去气作用；②可能受板块俯冲作用影响，混染了地表的生物成因的有机碳；或③地幔热柱上涌，带来了核—幔边界的物质。我们的数据再次证实，中国东部地区地幔流体的 $\delta^{13}C$ 值实际上了偏离公认的－5‰～－7‰的地幔 $\delta^{13}C$ 分布范围，具有明显更负的 $\delta^{13}C$ 值分布。

对硅酸盐玻璃相的电子探针成分分析表明中国东部地区地幔流体存在几种成分不同的硅酸盐熔体，从超镁铁质熔体、过渡相熔体到低 Si 富 S 熔体，反映了地幔流体演化的多阶段性。含硫化物的包裹体的电子探针分析表明硫化物主要为镍黄铁矿、磁黄铁矿、单硫化物固熔体，此外还有少量的黄铜矿。铁镍硫化物的 Ni/Fe 与寄主地幔岩的橄榄石含量正相关。从包裹体硫化物相中心到边部 Ni/Fe、(Fe+Ni) /S 值呈有规律的变化。不同地区硫化物包裹体的成分存在差异，反映地幔流体中硫化物成分的区域差异。一般来讲，高温首先晶出的硫化物是磁黄铁矿，然后是单硫化物固熔体，较晚和较低温度晶出的是镍黄铁矿，可以以此来推断熔体包裹体大致形成顺序。

单矿物的氧同位素测定（LA－BrF_5 法）获得二辉橄榄岩中橄榄石的平均 $\delta^{13}C$ 值为 5.33±0.23‰，斜方辉石为 5.60±0.44‰，单斜辉石为 5.20±0.35‰，尖晶石为 4.47±0.24‰。与二辉橄榄岩相比辉石岩的 Opx 和 Cpx 趋向更富集 ^{18}O。然而，汉诺坝等地地幔橄榄岩包体中有一部分 Opx 和 Cpx 的 $\delta^{18}O$ 测定值偏低，明显与共生的 Ol 和 Sp 未达到氧同位素平衡，与流体发生过氧同位素交换可能是造成这部分辉石 $\delta^{18}O$ 值偏低的原因。

汉诺坝的二辉橄榄岩包体的 PGE 分布基本呈平坦的，方辉橄榄岩呈一定的负斜率，有明显的 PPGE 丢失，表明方辉橄榄岩是地幔二辉橄榄岩经历过部分熔融之后的残余地幔岩。二辉麻粒岩包体的 PGE 分布特征与碱性玄武岩非常相似，PGE 丰度均比地幔橄榄岩低，都呈类似的正斜率，表明它是玄武岩浆垫托作用的产物。因此，中国东部下地壳最底部可能是由玄武岩浆垫托作用形成的基性麻粒岩构成。汉诺坝地幔橄榄岩和二辉麻粒岩包体 Au 背景值偏高还为在华北北部寻找与深部流体活动有关的金矿床提供了依据。

本研究由国家自然科学基金项目（49673175 和 49972031）和国家科技部攀登计划项目（95－预－39）项目资助。

辽河盆地地壳内高导层特征分析

许德树　姚敬金　郝国江　田黔宁

（中国地质科学院物化探研究所，河北廊坊，065000）

地壳内高导层的成因较为复杂，对此有多种解释。其中之一是随着地壳内温度压力条件的改变，岩石发生部分熔融，导致高导层存在。这种观点认为，随着深度的增加，地壳内的温度逐渐上升，岩石电阻率随之而减小，当温度达到岩石的固相线时，岩石发生部分熔融。只要有1%～2%的易熔矿物熔融，就能在岩石晶格上形成导电薄膜，使岩石电阻率急剧下降，引起高导异常。近年来进一步工作证实[1]，地壳低速带即高导层的形成机制为HACONS超临界态流体的渗入与交代，其含义是：H－氢、卤素、热，A－碱金属（主要是Na，其次是K），C－碳，O－氧，N－氮，S－硫。在流体中还存在金属、非金属纳米微粒流。正是由于密度几乎为零HACONS的微量渗入，引起了地壳的低速带和高导层。

为研究辽河盆地新生界以下地层的构造特征，根据辽河盆地大地电磁测深工作资料，获得了较详细的有关盆地结构、构造及起伏特征的最新成果。近一步采用拟二维反演方法进行大地电磁测深数据反演，以一维反演结果为初始模型，即在浅部结晶基底以上地电模型得到初步控制的情况下，反演壳内高导层。反演结果表明，辽河地区中地壳下部与下地壳之间存在高导层。其电阻率为5～25ΩM。厚度为2～4km。

(1) 辽河盆地主体为壳内高导层隆起区。在西部凹陷、中央凸起中南部和东部凹陷，即营口、盘锦及其北部，地壳内高导层深度为22km左右。在东部凹陷，宽大带状的高导层自西南向东北方向延伸，位置与盆地内营口—佟二堡断裂吻合，该高导层隆起带，揭示出郯庐断裂带的存在。从大地电磁资料所显示的随深度增加断层角度变小的特征判断，郯庐断裂带在本区的切割深度不超过高导层。

(2) 盆缘为地壳内高导层坳陷区。辽河盆地西部凸起锦县、黑山一带高导层深为25～26km，中央凸起高升、茨榆坨一带和沈阳西南部壳内高导层深为25km。

(3) 辽河盆地东部营口、海城、鞍山一带为壳内高导层隆坳变化异常区。营口与海城之间和海城西北分别有两个局部高导层凹陷异常区，高导层顶面深度为24km左右；鞍山与海城之间为高导层凸起异常区，高导层顶面深度为21km。海域位于高导层凸起异常与凹陷异常的过渡带上。同时反演结果还表明，辽河盆地以东，中、下地壳内部电性特征存在横向电性不均匀性，反映该地区下地壳构造复杂，具有较强的活动性，可能正是海城地区地震活动性较强的深部原因。

(4) 从渤海到沈阳一带，高导层深度逐渐加深。渤海一带高导层深度小于22km，到东北部沈阳附近深度达25km。这表明，高导层与莫氏面可能大致平行分布，在渤海海域，莫氏面的深度也较浅。

壳内高导层与壳内低速层在深度上基本一致，已为地震层析成像结果证明[2]。地震层析成像结果显示本区地壳结构在纵向和横向上均存在着显著的非均匀性，不但在不同深度上波速不同，而且在同一深度的不同区域内波速也有差异。特别是在海城及其附近地区。区内新构造运动是在北东东、南西西向的主压力应力场作用下进行的。在沈阳—海城—普兰店间存在深部构造变异带，与高导层隆起带吻合，这是判断本区地震危险性的一个新的依据。

参考文献

[1] 杜乐天，软流层（体）及低速带的成因，中国地球物理学会年刊，1999 年。
[2] 卢造勋等，胶辽渤海地区地壳上地幔结构特征与地震活动，地震出版社，2000 年。

岩石中裂纹孔隙率的实验测定

刘新美[1] 杨玉荣[2] 耿乃光[1] 刘晓红[1] 郝晋升[1]

(1 中国地震局地球物理研究所，北京，100081；2 中国地震局，北京，100036)

孔隙的概念在岩石力学中是十分重要的，岩石孔隙率则是岩石的一项重要物理力学参数。在地震机制、地震前兆机理、矿产及石油地质、环境监测与评价、水文及工程地质等地球科学诸多方面的研究中，岩石孔隙率都是一项不可缺少的物性参数（陈颙等，2001）。

岩石中的孔隙按形状可大致分成孔洞（pore）和裂纹（crack）两大类。岩石孔隙度也由孔洞孔隙度和裂纹孔隙度两大部分组成。孔洞的纵横比大，近似于球形，它们与油气储藏有密切关系，孔洞孔隙度是岩石孔隙度的主要贡献。裂纹纵横比小，形状扁平、细长，尽管裂纹孔隙度是岩石孔隙度的一小部分，但它对于岩石的各向异性与S波的分裂有重要的影响（Sang et al.，1996；Barruol et al.，1996；黄晓葛等，1999）。当围压变化时，裂纹容易被压缩，以至发生闭合。因此，裂纹孔隙率随围压会发生明显的变化。另一方面，由于近于圆形孔洞的体积难于被压缩，因此，孔洞孔隙率随围压变化很小。利用这一特点，可以在实验室利用围压实验测定岩石的裂纹孔隙率。

本文选用了有代表性的三类岩石：砂岩、花岗岩和辉长岩。每类岩石又分别选自两个产地。将岩石样品加工成直经为2.5cm，高为5.5cm的圆柱体。将样品包装密封后放入1 GPa高压容器（王耀文，郝晋升等，1981；郝晋升，刘晓红等，1985；耿乃光，郝晋升等，1988）中进行加压，并用应变仪测量岩石在静水压下的压缩特性。加压的最高压力为1.05 GPa，加压速率为0.1 GPa/min。应变测量的误差为1%；用锰铜丝压力计测量压力，其误差为0.5%。

由实验所测得的6种岩石在不同压力下的体应变数据表明，砂岩体应变曲线，当压力在0.4 Gpa以下时呈弯曲状（即非线性增加），当压力超过0.4GPa后则呈直线（即线性增加）；花岗岩的体应变曲线，当压力在0.3～0.4GPa以下时呈弯曲状，当压力超过0.3～0.4 GPa后呈直线；辉长岩的体应变曲线则始终呈直线。在辉长岩低压段的实验中，提高应变测量仪的灵敏度后，可以测到在0～0.01GPa的压力范围内，其体应变曲线略呈弯曲状，体应变偏离直线在10^{-4}以内，在本文中此偏离量忽略不计。以小浪底砂岩的体应变压力曲线为例讨论了由岩石体应变压力曲线求不同压力下岩石裂纹孔隙率的方法。将压力超过0.4GPa后的直线段向下延长与横坐标轴相交于η_0点。如果岩石中没有或几乎没有裂纹状孔隙，像辉长岩那样，体应变曲线始终呈直线，则η_0点与坐标原点重合，η_0的横坐标与原点的差距为零，表示岩石裂纹孔隙率为零。若岩石中有裂纹孔隙，像砂岩这样，体应变曲线低压段呈弯曲状，则η_0点与坐标原点不重合，η_0的横坐标与原点的差距就是这种岩石在常压下的裂纹孔隙率。随着压力的增加，砂岩体应变曲线低压弯曲段渐渐趋近于上述直线。这一过程反映了砂岩中的裂纹状孔隙随压力增加而逐渐闭合的过程。当压力达到p_c（这里为0.4GPa）时，体应变曲线与上述直线重合，这反映了在p_c压力下，砂岩中的裂纹状孔隙已完全闭合。我们称p_c为岩石裂纹孔隙的闭合压力。η_1、η_2、η_3…则为不同压力下，实测岩石体应变曲线与其高压直线段向下延伸线两线在横坐标上之差距，反映了该压力下岩石的裂纹孔隙率。

本实验表明，在低压状态的地壳浅部，裂纹的存在可能造成岩石的各向异性，而当流体静压力高于1 GPa时，岩石中的裂纹强烈地压缩，岩石实际上会趋于各向同性体了。目前所观测到的地球内部各向异性现象主要集中在地壳、上地幔顶部，这与本实验结果相一致。

从地球的流体特性论地球的动力问题

关凤晨 王润喜 路学礼

(牡丹江天利热电有限责任公司牡丹江第三热电厂，牡丹江，157013)

把地球组成物质全部当做可塑性优异的流体物质，并建立相应等效质量（含离心力分量）的纬度间不平衡天体引力分布状况图，且设地球表层为绝对其空等基本条件下，证明：

(1) 从等效质量天球作用下的地球形状模型看，当等效质量天球的自转离心力质量分量的增减时，会影响地球形状的变化。事实上地球距离太阳的远近变化影响到地球自转速度的年季变化。理论和实践上还没有充足的理由证明由于地球上的海洋潮汐摩擦，恒星周期缓慢地变长；同样也无法证明月球通过与此相同的潮汐摩擦使地球自转速度变慢，使每日时间变长。使日长数十年乃至于上万年变化的原因，仅靠考略日月间的关系是不够的，至少还存在日月以外到银河系中心，还有诸多的天体系统，具有距离地球远近的变化，这些才是影响地球几十年到几十万年甚至更长时间地球自转速度变化的动力因素。纬度间不平衡天体引力和地球自转离心力都有对地球形状影响的意义，既然离心力分量对地球自转速度变化有影响，那么纬度间不平衡天体引力变化对地球纬度圈层的东西方向产生差动变化，并使地壳岩石圈层的结构走向扭曲变形。由于地球南北半球不对称形状是以银河系为中心的纬度间不平衡天体引力作用的结果，同时当银河系中心的引力高值在距今约1.2亿年前，从北半球中纬地带移到现在的南半球中纬地带，使得中纬地带的南半球自转速度比北半球快，造成地壳岩石圈的主要结构走向在南北纬50°间呈S型塑性流变扭曲。这种变形的影响存在整个地幔之中。当然以太阳为中心的纬度间不平衡天体引力变化也存在这一问题，只不过是其变化周期短，地球表层的大地构造形迹不如以银河系为中心纬度间不平衡天体引力变化作用时间长而明显。但是以太阳为中心的纬度间不平衡天体引力以及月球、九大行星、甚至和离地球较近的一些恒星等对地球纬度间不平衡天体引力的综合合力是地壳上一些东西断层错动变化引起地震的动力源。天体引力变化及其带来的地球表面的水平和垂直变化是地球动力的最为基本的问题。

(2) 当把地球看成可塑性优异的流体，并把自转离心力做天体引力的等效处理后的“暂态”地球表层的重力和压力都是均匀相等的。即所谓的“一是由于赤道附近的离心力加速度大，二是由于赤道部分的凸出而造成赤道地面引力变小”的观点是错误的。而客观上产生高低纬度间重力加速度不同现象的原因是阳光照射地球的结果。在理论上的等效质量天球对地球表层和内部压力存在深径和心径的比值相等的力学分析时，排除了大气的存在，因为大气受太阳辐射的影响，压差变化大，它终不象海平面那么容易观测，且常年比较稳定。地球上的大气对作用在地球上不均匀的天体引力也存在均衡补偿作用，并且太阳辐射使地球表层空气产生环流，带来了山川河流以及海洋的流动产生侵蚀和沉积问题，这也是地球力学的一个重要组成部分。

(3) 事实上，地球表层经度间的S型扭曲各主要结构走向并不完全相同，并且地表各地存在着很多重力异常，这标志着地球存在横向和纵向的不均匀性，产生这些不均匀性的原因来自于地球形成和发展时的陨星冲击和地球内部物质的物理和化学变化的客观复杂性。

(4) 近年来人们对地震的不断监测，发现地震时存在着明显的地磁异常。地球内部流体的外地核和固体的内地核相互作用，控制着地球磁场的特性。而通过各种手段的宇宙观测，也发现宇宙中存在着复杂的磁性天体，及各种复杂的电磁波和带电粒子，所以磁场的变化也是地球地壳变化的一种动力。

总之，从地球流体特性变化作用的力学特征出发，现实地球地壳存在短期的区域的固体特性和长期的总体的流变特性，这是我们研究地球地壳动力学应该必须相互照应的两个方面。

14. 信息技术与地球物理

弹性波逆散射微扰论

陶智勇　陆振球　谭春虎

（南开大学物理学院，天津，300071）

本文将陆振球教授提出的普遍声逆散射微扰论应用于弹性波层析成象问题，在 Born 变换下推出了以旋转角为补偿参数的各阶微扰重建公式，实现了对非均匀各向同性散射体内三个参数（质量密度 ρ 和两个 Lamé 系数 λ，μ）的同时重建。弹性波的传播过程中 P 波与 SV 波有耦合，但它们不会和 SH 波发生耦合，于是得到三个形式相对简单的标量方程。引入 Born 变换后，利用二维自由空间的 Green 函数做积分变换，从而分别得到散射的 P 波、SV 波和 SH 波的积分表示。经一维傅氏变换后，再对散射波角谱引入微扰参数，然后将散射体三个参数的频谱分别按该微扰参数展开，便可以得到各阶微扰重建公式。

物理和数学模型：

$$\begin{cases} \rho(x)\dfrac{\partial^2}{\partial t^2}u(x,t)=\nabla\cdot\overleftrightarrow{\sigma}(x,t) \\ \overleftrightarrow{\sigma}(x,t)=\lambda(x)\overleftrightarrow{I}\nabla\cdot u(x,t)+\mu(x)[2\nabla u-\overleftrightarrow{I}\times\nabla\times u] \\ \text{入射波为入射方向垂直圆柱轴（z）的单频平面 P 波或平面 SH 波} \\ u(x,t)|_{x=x_0}\text{已知} \end{cases}$$

其中 u 为质点振动位移矢量，$\overleftrightarrow{\sigma}$ 和 $\overleftrightarrow{I}$ 分别为二阶应力张量和单位张量，∇u 为并矢，也是二阶张量，x_0 为弹性波接收阵列所在位置，它在成象物体之外。当介质分布与 z 无关时，可得到如下标量方程：

$$\begin{cases} \nabla^2\varnothing+k_l^2\varnothing=T_{\varnothing}F \\ \nabla^2A_z+k_t^2A_z=T_A F \\ \text{入射波}=\varnothing_0(x)=k_l e^{i(k_l x+\pi/2)} \end{cases} \quad \text{及} \quad \begin{cases} \nabla^2u_z+k_t^2u_z=T_u F \\ \text{入射波}=u_{z0}(x)=e^{ik_t x} \end{cases}$$

其中 $\varnothing=\nabla\cdot u$，$A_z=(\nabla\times u)\cdot e_z$，$u_z=u\cdot e_z$，$k_l=\omega/c_l$，$k_t=\omega/c_l$，$c_t=\sqrt{\rho_0/\mu_0}$，$c_t=\sqrt{(\lambda_0+2\mu_0)/\rho_0}$，$T_{\varnothing}$、$T_A$、$T_u$ 为线性微商算符行矢量，$F=(f_\lambda, f_\mu, f_\rho)^T$，$f_\lambda=\dfrac{\lambda-\lambda_0}{\lambda_0+2\mu_0}$，$f_\mu=\dfrac{\mu-\mu_0}{\lambda_0+2\mu_0}$，$f_\rho=\dfrac{\rho-\rho_0}{\rho_0}$。

一阶和高阶频域重建公式：

$$\hat{F}_1=O^{-1}\Psi_{sa} \qquad O\hat{F}_n+L(\hat{F}_{n-1},\hat{\Psi}_s)\hat{F}_{n-1}=0 \qquad n\geqslant 2$$

其中 O 为 3×3 矩阵，$\hat{F}$（$\hat{F}_n$）为 F（Fn）的二维傅氏变换，Ψ_{sa}，$\hat{\Psi}_s$ 分别为散射波一维，二维傅氏变换列矢量，L 为一线性积分算符矩阵，它与 $\hat{F}_{n-1}$ 和 $\hat{\Psi}_s$ 有关。

多分量地震波波场的分解

胡天跃　张广娟　李　蓉

（北京大学地球物理系，北京，100871）

1. 引言

现在的多波多分量地震勘探技术还处于较为初级的阶段，在多波多分量的地震资料处理上，国内外主要还是沿用单分量的处理手段。在关键的纵波和横波的波场分离处理上，采用了 RADON 变换方法。而 RADON 变换方法中地震波的振幅与偏移距无关的前提假设对多波而言是完全错误的。对多波多分量勘探（尤其是海洋多分量地震勘探）中最重要的转换波而言，其振幅在小偏移距和大偏移距都是接近于零值，仅在特定情形下的中偏移距有较大的取值。本文的多分量聚束滤波方法采用自适应的方式自动获取各种波的偏振方向、速度、振幅，能够做到对各种波的无偏估计输出。事实上，通过单分量地震波波场分解的理论研究和实际地震勘探资料的应用表明，自适应聚束滤波方法明显优于现有（包括 RADON 变换在内）的各种方法。

2. 多分量聚束滤波方法

聚束滤波方法起源于对雷达和声纳信号的分析处理研究，在 80 年代末引入到地震勘探资料处理领域。胡天跃等详细地介绍了单分量自适应聚束滤波方法在地震勘探中的应用。对于多分量地震勘探资料，在一个 CMP 道集中，我们采用了如下的数据模型：

$$d_k = h_p a_{k,p} S_p + h_S a_{k,S} S_S$$

其中，h_p 和 h_S 分别为 P 波和 S 波的振动方向：

$$h_p = \begin{pmatrix} \sin\theta_p \\ -\cos\theta_p \end{pmatrix}, \quad h_S = \begin{pmatrix} -\cos\theta_S \\ -\sin\theta_S \end{pmatrix}$$

这里，θ_P 和 θ_S 分别为 P 波和 S 波的反射角，$a_{k,P}$和 $a_{k,S}$分别为 P 波和 S 波在第 k 个检波器的振幅和相位，S_p 和 S_S 分别为 P 波和 S 波的波形，d_k 为在第 k 个检波器的地震波波场模型向量。

聚束滤波方法的基本设计准则是最小方差、无偏，即满足以下两个条件：①无信号畸变；②输出噪音能量最小。可以估计出 P 波和 S 波的波形：

$$\hat{S}_p = \frac{1}{K^2 - |c|^2} (K\hat{a}_p - c * \hat{a}_S)^T d$$

$$\hat{S}_S = \frac{1}{K^2 - |c|^2} (-c\hat{a}_p + K\hat{a}_S)^T d$$

其中，$c = a_p^T a_S$；K 为地震道道集数。

合成资料的例子表明多分量聚束滤波方法能够从多分量地震资料中估计出 P 波和 S 波的波形。

本研究由教育部优秀青年教师资助计划资助。

大陆复杂构造区域地震资料的处理

贾晓峰[1] 胡天跃[1] 王润秋[2] 王尚旭[2]

(1 北京大学地球物理系，北京，100871；2 石油大学地球科学系，北京，102200)

地震勘探数据采集工区可能是很复杂的，这种复杂性常常表现为地形的起伏、地表低速层速度横向变化剧烈、断层丰富多变等方面，且多见于陆上情形。这使得野外资料的信噪比很低，不能满足后期分析解释的需要，因此必须开展大量的中期处理工作。

常规处理包括振幅均衡及扩散校正、反褶积滤波、迭加速度分析、静校正等，其中迭加速度分析和剩余静校正采用迭代方法进行。常规的共中心点处理方法很难用于复杂地质构造的成像数据，因为它所生成的图像都是近似的零偏移距剖面，而这需要有地层平缓、时差为双曲线、反射在临界角之内、横向没有速度变化等条件作为假设。同样道理，常规处理中的静校正、动校正和倾角时差校正等标准处理对于复杂数据体显得不够精确。叠前技术则多采用将数据看成全波场的方法，它对地下介质结构、速度、炮点和检波点高程或传播角度等没有限制和假设，因而往往能取得远优于常规处理的效果。叠前处理有两个目的，一是生成最好的偏移图像，二是精确地估计偏移速度。叠前技术需要一个初始预估模型，以便实现迭代拟合反演。可以用初至旅行时进行透射层析成像，从而得到近地表速度估值；通过迭代反射层析成像或相干聚焦分析来估计深层速度。叠前处理具体步骤通常是：首先对噪音进行编辑和滤波处理，然后利用层析成像方法获得初始速度模型，依次对各炮点道集进行深度偏移，最后对各个偏移后的炮点道集进行叠加，生成深度剖面。

速度分析是复杂地区叠前处理的极为重要的一步，所用的层析成像方法通过射线追踪和反演的交替进行来实现。近地表速度分析的好坏直接影响静校正的优劣。而对深层速度分析来说，聚焦不仅出现在偏移后共地表位置道集中的反射排列上，而且还出现在一系列深度偏移剖面中的同相轴相干性上。也就是说，叠前系统中叠加相干性和偏移聚焦都出于一个速度；而不象常规处理那样，叠加速度与成像速度（层速度）是两个概念，它们之间没有显式关系。需要指出的是，上述方法只能估计宏观速度模型，要想得到详细的构造和速度信息，还必须用地质数据进行约束。此外，叠前偏移成像是叠前处理中的主要工作。对于复杂构造带，波动方程逆时偏移法比射线法更精确。目前多数方法是将深度偏移与速度分析结合进行迭代，也就是说，叠前深度偏移具备评价速度模型是否有效的自测能力。通常做法是将数据分选成共偏移距道集剖面，然后对每一个共偏移距道集剖面进行偏移并产生一个独立的地震图像，如果速度模型正确，那么每一个独立的共偏移距深度图像相同。最后将偏移后的各共偏移距图像叠加，产生一个最终的地震剖面。三维叠前深度偏移是目前可能使用的最精确的偏移方法，但成本过于昂贵。经常采用的策略是，对于整个数据体进行三维叠后成像，而对于数据子集——一条横剖面或者是有限数据体——则采用三维叠前成像，用于某些关键的远景评估点，比如断层屏蔽区、逆冲断层带、盐下构造等。

对于复杂构造地区来说，其叠前处理与并行技术、交互技术密不可分。并行技术是必需的海量运算所要求的；交互技术除了用于成果显示和中间结果监测外，主要用来控制速度场模型的修改。本文通过对我国西部复杂地区地震资料的处理，评价和认识上述处理方法的适用性及有效性。

本研究由教育部高等院校骨干教师资助计划资助。

三维地震资料波阻抗反演的实现

高树生 张文坡

（中油辽河油田分公司勘探开发研究院，盘锦，124010）

在深入探索储层及解释岩性过程中，波阻抗反演是十分重要的手段。对经过叠加、偏移处理后的地震数据直接进行地层物性参数的反演，能够提高解释精度并有利于消除人为因素干扰。由于波阻抗参数能较好地反映地层速度与密度的变化，因而是一种认识地层构造的最直接手段。

1. 子波提取与层位标定

在提取子波之前首先要对多口测井曲线进行层位标定，根据时深关系使解释的层位和测井曲线层位对齐，原则是要使制作的合成地震记录与井旁地震道较好地吻合，在此基础上提取子波。那么如何对每口井求出一个好子波，又如何在多口井的子波中优选一个最佳子波是我们实际资料波阻抗反演中面临的两个难题。经过实际资料处理我们总结出一套较为实用的、有效的提取优选子波的方法。

（1）选择地震剖面靠近目的层，波形比较单一、信噪比较高的区段为子波估算的时窗段，对工区内所有的测井资料均做层位标定及子波估算的迭代处理，对每口井求取一个较好的子波。

（2）将各井所求取的子波分别在井与井的旁道之间互相关值、能量残差两方面进行统计平均，将在这两方面的值均相对好于平均值的几口井的子波选取出。

（3）用选出的几个子波分别对每口井做合成记录，求取每口井的合成记录和地震记录的能量残差值和互相关值，然后再统计平均，最后选择一个互相关值大、能量残差值小的子波即为最优子波。以所选的最优子波为基础，通过所得的该区的频率衰减因子及振幅增益因子，分时窗制作由浅至深、频率逐渐变低的时变子波，作为最终参加反演所用的优秀子波应用全区。

2. 低频模型的建立与反演

对波阻抗数据体进行波阻抗反演时使用信噪比、信号的水平连续性、反演结果和低频模型的偏差及反射系数门槛值作为约束条件，用全局优化的快速模拟退火法进行三维一步反演。如何针对实际资料的特点控制好四个约束条件，决定了波阻抗反演结果的好与坏。在实际资料反演过程中，我们根据实际生产的需要，摸索出一套确定四个约束条件的方法，通过计算在各种参数下的合成地震数据与地震数据之间的能量残差以及井点位置处两者之间的能量残差和相关值，用统计平均的方法确定四个约束条件的最佳值应用于反演处理中，实践证明该方法能全面综合地体现约束条件对反演结果的作用，使反演结果更加准确。

3. 结论

波阻抗反演是一项复杂的技术，它不但需要有先进的数学算法与高精度、高信噪比的资料及齐全的测井数据，更重要的是依赖于处理与解释人员对资料的全面认识及反演过程中的反复实践才能取得理想的处理结果。

有限形式声衍射无对称非均匀散射体重建算法及其数值模拟

谭春虎　陆振球　陶智勇

（南开大学物理学院，天津，300071）

1. 形式参数展开法：特点及限制条件

形式参数展开法作为声衍射层析成象领域的一种新型重建算法，其优点在于：1）计算量小。在Born变换形式下，形式参数展开法只需计算散射体的一阶和二阶近似 f_1 和 f_2，即可得到有限形式解。2）对散射体的限制比较宽松。已完成的数值模拟工作表明，Born变换下的形式参数展开法，在透射（包括位相型和吸收型介质）及反射（位相型介质）声衍射层析成象中都能给出理想的重建结果。在相同散射强度下，同一阶和二阶微扰近似相比，均大幅度降低了相对重建误差。

但形式参数展开法的有效性是基于下述条件的：散射波的振幅要小于入射波振幅，即散射波的归一化振幅 $\Psi_{sn}=|\frac{\Psi_s}{\Psi_0}|$ 要小于1。此条件同一阶和二阶的限制条件相比要宽松的多。当 Ψ_{sn} 并非处处小于1时，尽管形式参数展开法的解具有有限形式，但仍是一个近似解，尤其当 Ψ_{sn} 在某些区域远远大于1时，更导致此重建方法的失效。已有的数值模拟计算结果证实了上述结论。

2. 无对称非均匀散射体的重建

为减少正散射的计算量，以前都采用柱对称型散射体。此时散射强度随散射体半径大致作单调变化。此类型的散射体的优点是正散射计算量小，缺点是对实际工程中的散射体作了太多的简化。尤为重要的是，对此类散射体，Ψ_{sn}，特别是在散射体内部，随散射强度和其半径的增大而增大，在中、强散射或大尺寸情况，在散射体内部某些区域，Ψ_{sn} 远远大于1。这是此类散射体的聚焦效应造成的。实际工程中散射体的形状常常是不规则的，或其内部介质分布是非均匀且没有类似的对称性，从而避免了聚焦效应。对于这类散射体，在中、强散射或大尺寸情况，形式参数展开法也将有效。

本文采用圆柱型散射体，但内部圆波数分布为

$$k_i\ (x,\ y)=\sum_{p,q}c_{pq}x^p y^q$$

它是非均匀的，且非对称。本文应用形式参数展开法，对此进行重建。计算结果表明，对于该类型散射体，形式参数展开法的有效范围得到进一步扩大。

改进的动态地层对比方法及其应用

陆敬安　李舟波　梅忠武

（吉林大学，长春，130026）

动态序列匹配算法或者动态时间翘曲算法已经被成功地应用到语音识别过程中。近年来，这种方法也在测井地层对比领域中得到一定的发展。它不同于一般意义上的曲线相关，动态序列匹配算法是将人脑相关曲线的过程翻译成计算机能够识别的语句，这一过程应用到动态序列匹配中不仅能够确定出两个匹配的井段，在特殊情况下，还能定性确定出可能存在的断层和尖灭以及不整合等构造现象。

建立在动态序列匹配基础上的测井曲线地层对比是以曲线的特征形态为依据，综合考虑测井曲线的几何结构、数值特征，以及地层的岩性来描述每一层的特征模式。这里的特征模式包括下列五个参数：曲线的均值、曲线的方差、地层厚度 ΔH 三个常用参数和岩性、曲线模拟相似度两个新参数。

将不同的岩性分配合适的数值，参与计算匹配距离；相近的岩性，给它们分配靠近的数值，若岩性相差较大，则给出间隔较大的数值。这样岩性的差别就可通过代表它们的岩性数字之差来反映。

曲线模拟相似度是曲线对比中最关键的一个参数，恰当地反映了曲线之间的相似程度。

首先对分层后的测井曲线作分段线性拟合。拟合后的曲线不仅能很好地描绘出原测井曲线的轮廓，还可以去除曲线中的高频噪声。为选取被拟合曲线段，需要确定曲线上的突变点。这里将三点窗口沿侧井曲线滑动而把窗口内的曲线平分为两部分：即序列上从 $i-h$ 点到 i 点之间的部分，以及从 i 点到 $i+h$ 点之间的曲线段。分别计算这两个曲线段的均值，通过给出两者之差的平方以适当的截止值来确定突变点的位置。

根据分段拟合后得到的每一条直线段斜率的大小分别将它们分配以相应数字，具体操作视直线段的斜率所落入的区间范围而定。通过套用语音识别过程中将测试单词编辑成参考单词所需操作的复杂程度以获取两段曲线的差异度。编辑过程包括三个基本的操作：改变、插入和删除。计算出每项操作的费用。

在实际地层对比问题中，设井 A 中有地层序列 A $(a_1, a_2, \cdots, a_n)$，井 B 中有地层序列 B $(b_1, b_2, \cdots, b_m)$。两段地层的对比关系不外乎下面三种情形：(a) 井 B 中缺失地层 a_i；(b) 井 A 中缺失地层 b_j；(c) a_i 和 b_j 为同一地层。为了确定井 A 和井 B 中地层的对应关系，这里采用动态规划算法。为使距离度量能确切地提供两个目标之间关系密切程度的测量，它必须满足一般距离概念的要求。

由前面给出的五个参数可以计算出地层之间的全局匹配费用：

$$D(i, j) = \min[D(i-1, j) + g(a_i), D(i, j-1) + g(b_j), D(i-1, j-1) + d(i, j)]$$

式中 $D(i, j)$ 代表匹配井 A 中第 i 个地层及井 B 中第 j 个地层时的全局最小累加匹配费用，$g(a_i)$ 为井 B 中缺失地层 a_i 时的缺失代价，$g(b_j)$ 为井 A 中缺失地层 b_j 时的缺失代价，$d(i, j)$ 即为上面指出的井 A 中第 i 层与井 B 中第 j 层的局部匹配费用。该匹配费用可表达为矩阵形式，由追踪出的匹配路径参照标准模式可定性判别井间地质构造现象。

该方法在大庆地区针对两口井的试验表明可以识别出地层尖灭，与录井结果相一致。而尖灭点的位置则还应参考地震和地质先验知识来作出综合判别。

球面波前完全时空校正

王 辉

（中国矿业大学资源与地球科学系，徐州，221008）

1. 引言

山区地震勘探中的静校正问题是当今地球物理工作者面临的一大难题。在常规的静校正方法中，同一炮点或接收点对应的静校正量是相同的，而实际上对于不同的炮检距和反射界面深度，地震波在地表入射和出射的角度是不同的，因而其静校正量也不同。而且共中心点叠加是基于水平层状介质的，当地形高差起伏较大时，将导致共中心点与实际反射点存在较大偏差。在这种情况下进行叠加，不仅达不到较高的叠加精度，甚至还可能导致错误的结论。而常规的静校正方法又往往是垂直校正，校正后的炮点和接收点的位置不变，它无法去除地形起伏引起的共中心点与反射点的偏差，因此不可能有较高的叠加精度。要真正解决地形复杂地区的静校正问题，必须寻求新的方法。

2. 球面波前完全时空校正方法原理

该方法根据地震学的基本原理，从单炮地震记录上针对目标层进行处理，直接利用目的层反射波信息进行空间和时间校正。首先利用勘探区地质资料或常规处理的地震剖面建立地下反射界面方程，对于地表的每一个激发点，可以确定与它关于反射界面对称的虚震源的位置，并根据实测反射波时距曲面对虚震源位置进行修正；然后根据球面波的传播机理，推导地震波从该虚震源出发传播至地面各接收点的传播路径；并将地面上激发点和接收点的位置分别沿射线路径校正到基准面上地震波入射点和出射点的位置；再沿射线路径对地震波的旅行时间进行校正。由于球面波前完全时空校正是沿射线路径进行校正而非垂直校正，因此校正量因目的层埋深、地表高程、炮检距以及炮点和检波点的高差不同而不同。它改变了通常多个接收道对应同一炮点位置的情况，校正后的每一道都对应基准面上不同的炮点位置，对于地面上的同一点，相对于不同炮和不同道进行空间校正后的位置是不同的。在时间校正过程中，采用近地表校正速度，对基准面以下的替换速度误差进行补偿。尽管由勘探区地质资料或常规处理剖面建立的反射界面方程与实际反射界面存在误差，但经分析及计算表明，球面波前完全时空校正方法对反射界面估算误差和替换速度估算误差有较好的稳健性，可以保证叠加的精度。

3. 理论模型研究与应用实例

为验证球面波前完全时空校正方法的可行性，分别建立水平反射界面和倾斜反射界面的三维地质模型，然后采用该方法及常规静校正方法对理论模型三维地震记录进行处理。通过对应用不同静校正方法的单炮记录、CDP 道集、观测系统、叠加剖面等进行对比，可知球面波前完全时空校正由于改变了炮点和检波点原来的空间位置，校正后的观测系统和一些点的叠加次数也会随之改变，校正后的 CDP 道集有较好的同相性，其叠加剖面也有较高的信噪比和分辨率。另外，采用该方法分别对山西晋城的二维山区地震资料和山西阳泉的三维地震资料进行了处理，并与常规的静校正方法进行了对比，取得了较好的效果。

4. 结论

该方法不仅可以去除地形起伏及低速带变化对地震波传播时间的影响，还可消除地表高差引起的共中心点与反射点的偏差，使地震信号达到较高的叠加精度。该方法的空间校正与时间校正是相对独立的，可以将空间校正与常规的静校正方法结合应用，因而有很大的灵活性。它为解决地形复杂地区尤其是山区地震勘探的静校正问题提供了一种全新的思路。本研究受国家计委技术创新项目“3D3C 地震勘探技术”资助。

基于小波变换的井下电视测井图像增强方法

邹长春[1] 史 謌[1] 尉中良[2] 管志宁[2]

(1 北京大学地质学系，北京，100871；2 中国地质大学工程技术学院，北京，100083)

在井下电视测井资料处理中，通常采用图像增强技术来改善测井图像的质量。传统的图像增强方法，如直方图均衡化和同态滤波等方法，在增强测井图像的同时，往往难以避免地将噪声放大。小波变换为解决这种矛盾开辟了一条新的途径。利用小波变换所具有的良好的空间域和频率域局部化特性，我们进行了井下电视测井图像增强研究。

1. 方法原理

利用小波变换进行图像增强处理的基本思路是，图像经小波分解后，在小波变换域中重新调整不同尺度下的小波变换系数，反映高频细节特征的小波变换系数可通过增益函数加以放大，反映噪声的小波变换系数则不能被放大，而应缩小或置零，最后重构图像。由此使原始图像中对比度较差、模糊不清的细节得到增强，图像的视觉效果得到改善。

根据二维 Mallat 分解算法，任一图像函数 $f(x,y)\in V_{J_1}^2$（J_1 为一确定的整数）可分解为

$$f(x,y)=A_Jf(x,y)+\sum_{j=J_1+1}^{J}D_jf(x,y) \tag{1}$$

其中，$A_Jf(x,y)$ 为 $f(x,y)$ 在尺度 2^J 下的低频逼近成分；$D_jf(x,y)$ 为 $f(x,y)$ 在尺度 2^j 下的高频细节成分。引入一个新的增益函数 g_j 作用于小波变换系数 $D_jf(x,y)$

$$g_j(K,\mu,\sigma)=Ke^{-\frac{(j-\mu)^2}{2\sigma^2}} \tag{2}$$

其中，K、μ 和 σ 为三个与尺度无关的参数。将增益函数作用后的小波变换系数代替 $D_jf(x,y)$ 进行图像重构，获得增强的图像。

该方法的具体实现步骤归纳如下：①选择合适的小波基，对原图像进行二维离散小波变换，获得不同尺度下的小波变换系数；②调节参数 K、μ 和 σ；③采用 Mallat 算法进行图像重构，获得增强后的图像；④若增强后的图像的像素灰度值超出规定范围，则对其重新刻度和量化。

原则上，凡是能够精确重构图像的小波基都可用于图像增强处理；小波分解尺度个数尽量多，以便能对范围较宽的高频成分增强，一般进行4～6个尺度分解；为了增强细节成分，K 一般选取 0～4 之间的实数，μ 为任意实数，σ 为大于零的实数。

2. 资料处理与结果分析

对某油田的实际井下电视测井声幅图像和传播时间图像进行了增强处理。在增强处理之前，须对原始图像作预处理，包括深度校正和仪器偏心校正。采用 Daubechies 小波（N=4）对图像进行5尺度分解。选取不同的K、μ 和 σ 值，可以获得不同的增强效果。当 $K=3$、$\mu=5$、$\sigma=2$ 时，放大了较大尺度下的小波变换系数，缩小了较小尺度下的小波变换系数，增强了局部细节成分，在一定程度上抑制了噪声。与传统的直方图均衡法对比，本方法增强测井图像的效果更佳。

3. 结束语

基于小波变换的图像增强方法，在增强井下电视测井图像的有用细节成分的同时，能够避免噪声放大。利用本文提出的算法，可以根据测井图像中地质特征复杂程度和图像增强的具体要求，调节各参数以便达到最佳效果，该方法既易于计算机上实现又具有灵活性。资料处理结果表明，本方法能够显著改善测井图像的视觉效果。

基于核算法的非线性油气储层预测技术

许建华 张学工 李衍达

（清华大学自动化系，北京，100084）

油气储层预测通常研究二类问题：综合地质、地震、测井、测试资料在横向上分析储集层的含油气性和综合多条测井曲线在纵向上判别油气层段。20世纪80年代和90年代初，油气储集层预测所用的方法技术主要是统计模式识别和模糊模式识别，例如Bayes分类器、感知器算法、Fisher线性判别和MSE分类器、模糊判别分析等。它们或者由于需要大量样本数而难于实现，或者由于过分简单而效果欠佳。九十年代开始，人工神经网络由于具有高度的非线性、良好的容错性等特点，在油气勘探中得到广泛应用。对于多层感知器模型，除了多解性、收敛速度慢外，如何根据实际问题确定相应的网络结构和控制过学习问题一直缺少理论指导，所以研究人员的经验和问题的背景知识在实际工作中起到相当大的作用。

20世纪90年代中期，统计学习理论和支持向量机算法引起广大研究人员的重视。支持向量机算法具有较坚实的理论基础和良好的推广能力，并在手写数字识别、文本分类等领域取得良好效果。支持向量机算法的原始和对偶表达都可归结为二次规划问题。在对偶形式中特别引入注目是：利用满足Mercer条件的核函数完成二向量间的内积运算，从而实现非线性分类器的设计，并不需要知道非线性变换的具体形式。但对偶算法的规模与样本数有关，计算量较大。Fisher线性判别分析是一种常用的线性分类器，其基本思想是找出一个线性的投影方向，使二类样本的投影能分得最好。Mika等人（1999年）根据核函数的思想推广了Fisher线性判别分析并提出了核Fisher判别分析（KFD）。KFD只需要解一个线性方程组，而且所得的投影方向在原始属性空间中是非线性的，进一步提高了分类能力。为了避免解一个二次规划问题，Suykens和Vandewalle（1999年）提出了支持向量机的最小二乘形式（LS-SVM），它的对偶问题也为一线性方程组。这二种方法所采用的数值稳定性或容量控制的策略使得在矩阵奇异的情况也能取得良好效果。我们把这些基于满足Mercer条件的核函数的非线性算法称为核算法或核机器。

为了评价这类核算法在储层预测中的性能，我们采用二个来自文献的实例。第一个例子是四川观音场构造阳新统上部碳酸盐岩储层。十七个地震道分成三类：干井、低产井和高产井。每道包含七种属性：振幅、相位、构造曲率、速度、频率、视极性和低速层厚度。为了与BP网相比较，我们选择其中13个作为训练样本，4个作为测试样本，BP、KFD和LS-SVM对训练样本集的错分样本数分别是2、1、0个，测试样本集的错分样本数都为1。从测试样本集来看，KFD、LS-SVM和BP性能相近，但是KFD和LS-SVM只将低产层分成了高产层，而BP将干层归类成高产层。第二个例子是中国西部萨高含钙薄互层流体性质识别，即测井资料油气判别。我们有四口井二十三层段，每一层段用十种测井参数或属性来描述；层段性质分成四类：干层、水层、油水同层和油层。刘江等人（1999年）把四口井二十三层段作为测试样本集，正态分布Bayes判别的正确率为73.9%，半参数判别的正确率为82.6%。由于干层水层样本较少，我们将它们合并成一类统称水层。我们把样本类别较全的金221井作为一标准训练样本井。而其余三口井取二口井作训练样本井，留一口井作测试样本井，试验的结果只有四层被错分，其中二个油层被分成了油水层、一水层分成了油水层，只有一油层错分成水层。三次实验的总正确率（包括训练样本和测试样本）分别是：94.2%。因此，基于核算法的非线性油气储层预测技术的性能（分类能力和算法推广性）优于对应的线性算法和现有的一些算法（如BP）。

人工智能技术在测井产能预测中的应用研究

许延清[1] 梅忠武[1] 范晓敏[1] 陈玉魁[2] 缪学军[2]

（1 吉林大学，长春，130026；2 新星公司东北石油局，长春，130062）

油气储层产能的评价与预测是测井资料综合解释的前沿性课题之一，对油气田的勘探与开发及产能建设提供重要的科学依据。油气储层产能受很多因素的影响且关系复杂，很难用常规方法建立起一个产能的评价与预测模型。人工智能技术的发展为该项研究提供了强有力的工具。而人工神经网络则是其中发展极为迅速的分支。我们近年来在人工神经网络应用于测井产能预测方面做了一定的研究，并收到了较好的效果。

1. 油气储层产能测井预测的基本原理

众所周知，测井是获取油气储层综合信息的最有效手段之一，利用测井资料可以得到描述其储集特性的各类储层参数，因此储集层产能的测井评价是储层求参的延伸和拓展。储层参数如 φ、K、S_o 等描述的是储层的静态特征，而产量产能则在一定程度上代表了其动态特征。储层产能是各种影响因素的综合反映，测井数据是影响因素在钻孔中的地球物理响应，因此在测井数据和产能之间，很难找到或根本不存在显式表达关系。人工神经网络的突出优点就是利用一个或几个隐含层完成各种复杂关系的隐式非线性映射。这就为产能的测井预测提供了手段与工具。

2. 产能测井预测的实现

采用目前应用较多的 BP 网络。该网络原理与结构较为简单且效率较高，很适合完成产能预测工作。本网络设置 9 个输入单元代表 9 条测井曲线，它们分别是 CAL、SP、GR、LLD、LLS、MSFL、AC、CNL、DEN。一个隐层设 28 个单元。设一输出单元，代表产能。

预测的具体步骤如下：①利用测井资料和油气测试资料建立输入输出模式对样本集。共含有 62 个样本。②样本的归一化处理，其中 CAL、SP、GR、AC、CNL、DEN 进行线性归一化，LLD、LLS、MSFL 以及产能 Q 做对数归一化。③网络的学习训练，训练共进行了 300000 次迭代，收敛的平均绝对误差小于 3m^3（天然气）。④利用经过训练的网络进行产能预测计算。

3. 预测结果及分析

本文所涉及的研究区域为新星公司东北石油局 GJZ 气田的八口井相应井段，计算结果见下表。可以看出产能预测的平均误差小于 10%，结果比较理想。

计算产量与测试结果对比

井号	计算产量（m^3）	测试产量（m^3）	相对误差
GK1	33992	33700	0.9%
GK2	36089	33840	6.7%
GK6	42316	42428	0.3%
GK10	32072	25680	24%
GK11	15614	11567	35%
SN79	28508	32054	11%
SN83	3274	1740	46%

存在两个问题是，其一储层顶底界面深度在有些井中与射孔卡位稍有误差，经过分析，确认其原因是曲线“边缘效应”所致。其二，对低产井预测的误差较大，高产井符合较好。

总之，本文所采用的网络适用于该区气井产能的预测工作。对该区的勘探与开发有积极的作用。

大陆科学钻探重建岩性剖面方法研究

王祝文 李舟波 刘菁华 陆敬安 门少华

（吉林大学地球物理系，长春，130026）

大陆科学钻探在世界上已实施了30多年，13个国家打了近百口井，其深度范围从第四纪干涸湖泊沉积只有几十米的钻探到深度超过10公里的超深钻探。钻探所取得的成就令世界瞩目及赞叹，大大提高了对地壳深部结构的认识，具有重大的科学意义及实际意义。

了解岩性随深度变化是大陆科学钻探的重要目的之一。在岩芯不多的情况下，利用测井达到这个目的很重要。测井在垂向是连续的，比岩屑录井获得的岩性剖面有更高的分辨率。在研究过程中，根据不同岩性的物理性质，综合利用多种测井方法来划分岩性剖面。由于测井曲线数量和质量的局限性，我们采用了一种新的岩性识别和划分方法，这就是沃尔什变换和灰色关联系统。

沃尔什变换分层的第一步是对测井曲线作低通沃尔什滤波。滤波的作用有两个，首先是将测井曲线变为步长一定、幅值不同的方波形式，其次是滤除测井数据中的噪声，防止干扰信号对地层边界的划分产生影响。具体的实施采用三侧向电阻率、声波速度、密度、自然电位、自然伽玛、中子孔隙度、声波幅度、1.6m和0.05m电位电极系电阻率九种曲线综合分层。从结果明显看出变换后曲线仍保留原测井曲线的总趋势，但它的方波特性给地层边界的拾取提供了十分有利的条件。将九条曲线沃尔什变换后的幅值加权平均，相邻两个加权平均值的差叫做拾取值。将拾取值与检验值进行比较，如果拾取值大于检验值，即认为存在一个边界点；否则继续下一步比较，直到找出所有的地层边界点。从分层的结果可以看出，沃尔什变换分出的岩层边界点与实际岩层边界点能够较好地吻合。

灰色系统理论是20世纪80年代初发展起来的以灰关联空间为基础的分析体系，其中的灰色关联并在此空间建立的非函数型的序模型，克服了一般统计方法追求大样本，渴望典型分布、计算工作量大并且有时与定性分析相径庭的弱点，灰色系统能根据较少的分析数据探讨现实规律、灰色关联空间是一种意义更为全面的距离空间，它既是一种整体接近，又包含“接近”的数量测度，是一种升华了的距离。

灰色系统的特点在于着重外延明确，内涵不明确的对象；通常应用的模糊数学则着重外延不明确，内涵明确的对象。在地层岩性判别过程中，地层岩性的分类、测井参数会在某一区间范围内发生变化，这种特性正好与“灰色”的概念相吻合。

为了使用灰关联的方法来判别地层岩性，首先必须建立灰关联空间中的参考序列。具体地说，就是要建立研究区域常见岩性的物性参数数据库。这些参数本应建立在广泛的岩心数据分析基础之上，而实际情况则由于岩心分析数据的数量及种类较少，很难满足这一要求。为此，直接使用厚层测井数据来代替。选取层时，很重要的一点是要尽量选择具有特征测井响应的岩层。

从重建的岩性剖面结果可以看到，灰色关联法对于变质岩地区的18种不同岩性的识别比较有效。与现场的岩石地质编录相比，这种方法的效果远远好于现场编录剖面。当然，与室内的岩心编录相比，其准确性还存在一定的误差，这与测井曲线的数量与曲线的质量以及所选取的各种岩性的测井参数存在很大的关系。另外，判别的效果还依赖于岩性样本数据库的准确确定，建立在准确的岩性样本数据库之上的对比才能使判别的结果更加趋向合理。

本项目由中国科学钻探中心资助。

地球物理信号描述与小波标架

张建贵 宋守根 张荣峰 袁修贵 范承亮

（中南大学地球物理新技术研究所，长沙，410083）

地球物理观测信号携带着地下介质的物性特征。不同的地球物理问题所采取的方法不同，所接收到的观测信号也就不同。不同的观测信号是由不同的“原子”组合而成。分子标架是信号分析的有利工具，一个分子标架是由有限的“原子”组合而成。如果组成观测信号的“原子”与组成某种分子标架的“原子”越接近，那么，用这种分子标架对该信号进行分析效果就越好，所获得地下介质的物性信息就越丰富。

小波分析以其良好的时频局部性特征而成为信号分析强有力的工具。小波族就是由不同尺度的小波函数（原子）组合而成的。小波分解就是将信号投影到不同的信号子空间，从而得到不同分辨率的信号，进而获得勘探目标体不同尺度的信息。地球物理勘探目标体是空间三维体，地球物理勘探是通过介质的物性差异间接的获知地下的地质结构和构造。物性界面的空间展布是一个曲面，反映在一维信号上就是一个奇异点，二维剖面上就是一个奇异曲线，三维观测数据体中就是一个奇异曲面。因此，找到较好的能定量描述信号函数奇异性的工具，对于地球物理信号处理和反演、解释都具有重要意义。

小波变换是目前所知的对一维信号函数的奇点进行描述的最好工具。设 f（t）是一维实值信号，且除点 t_0 外，其余都是光滑的。这是一个简单的模型，但是要描述这个点奇性，用 Fourier 变换或 Legendre 多项式来展开都是非常复杂的，因为它们的展开包括了非常多的项。若利用正交小波变换，如 Lemarie-Meyer 非调和周期小波基函数展开，当 $N\rightarrow\infty$ 时，振幅值超过 1/N 的展开系数的数量增长速度大大小于 N^{ρ}，ρ 是任意正数。在小波变换系数中，与信号函数点奇异性有关的能量绝大部分集中在少数几个较大的系数上，利用相对少的小波展开系数就能得到对原始信号很好的近似。

组成地球物理信号的“原子”绝大多数不存在正交性，且与正交小波基函数差别较大，如 Ricker 子波等，所以利用正交小波基函数来描述地球物理信号在大多数情况下效果不理想。小波标架的容许条件是相当弱的，正交小波基函数只是小波标架的特例。小波标架的元素之间存在线性相关，当用它来描述信号时，展开系数的信息是有冗余的。但由于有多余的标架元素存在，使得数值计算具有很好的稳定性，且对噪声数据具有更好的鲁棒性。因此，在描述地球物理信号时选用与组成该信号的“原子”更为相近的小波标架，会对该信号的处理和反演更加简便。

小波标架仅仅能够有效描述一维信号上的奇异点，对于高维信号中的奇异性，小波变换和 Fourier 变换一样不能有效的刻划。目前，广泛利用的二维小波函数是通过利用小波基函数的张量积得到的，它对二维信号（图像）处理主要考虑了水平、竖直和对角线三个方向。尽管也引入了方向参数，但是小波基函数和尺度函数两个互不相关的函数仍然是相互分离的，达对于要求反映地下物性间断面的绝大多数地球物理信号是不适应的。

结合地球物理二维剖面信号特征，我们设计了一种曲线 y=g (x) 上的二维曲线小波标架 $\Psi_{a,b}(x)=a^{1/2}\Psi((g(x)\ b)/a)$，a 为尺度参数，b 为位移参数。这种二维曲线小波标架能很好的描述沿着二维图像中曲线的奇异性，因而能更好地适应地球物理二维剖面处理和反演。二维曲线小波函数具有很好紧支集和消失矩，而且不存在两个互不相关的函数相互分离的情况。二维剖面被二维曲线小波标架分解后，与曲线奇异性有关的能量绝大部分集中在几个较大的系数上。这种二维曲线小波标架的正交性是不存在，但是可以适当的调节尺度参数和位移参数使得标架尽可能的接近于紧致标架。

调频高斯小波及其在地震震相识别中的应用

刘希强　周蕙兰

（山东省地震局，济南，250014）

1. 基本思路

在信号的时频分析中，一个连续信号由于新信号的出现和叠加，在后续信号的起始点处存在丰富的高频成分。根据小波理论，通过选择适当的小波函数及参数，可以用信号的高频成分精确估计信号的起始时刻。但是，由于实际信号中不可避免地混杂噪声，因而制约了小波参数的选择范围。对起始点是平稳过渡型的地震信号来说，直接从其小波变换系数序列的波形特点找到信号的初至时刻很困难。本文选择调频高斯小波，经过理论分析，提出地震震相拾取的方法。应用此方法，精确实现了对数字仿真和实际震相初至的提取。

2. 调频高斯小波的特性

小波变换是信号与小波函数的内积，是对信号满足一定附加条件的滤波，这种附加条件反映在因子的选取上。从矢量空间的分析角度看，调频高斯小波属于非正交、冗余小波。非正交、冗余小波不像正交小波那样，能最佳地完成信号重构，但如果尺度参量和平移因子选择得当，采用紧支架，对信号的分析与重构也能做得较好。调频高斯母小波的实数形式为：

$$\varphi(n, m) = \pi^{-1/4} 2^{-m/2} \cos\left[\omega_0 \left(\frac{i-n}{2^m}\right) \cdot \Delta T\right] \cdot e^{-0.5 \cdot \left[\frac{(i-n) \cdot \Delta T}{2^m}\right]^2} \quad (1)$$

式中 ω_0 为调频频率（通常取 $\omega_0=5$，以保证 φ_t 的第一峰值与第二峰值的比等于 0.5）；n 表示尺度平移参量；m 表示尺度或频率参量，为整数，当取负值时，尺度收缩；ΔT 为采样点间隔。

取 $\Delta T=1$，从不同（m，n）对应的小波波形中可以看出：①当 m 逐渐由 0，−1，−2，…变小时，波形收缩，时间区间明显减小，而幅值明显增加，适应对突变信号的分析；②当 m 逐渐由 0，1，2，…变大时，波形放大，时间区间明显增大，而幅值明显减小，适应对渐变信号的分析；③当 n 取 0，1，2，…变大时，波形开始从 0，1，2，…平移。平移的功能相当于把不同宽度的窗函数在时间—频率域上进行取值分析。

3. 信号模型及其震相初至检测方法

对平稳过渡型信号数学模型的小波变换特性的讨论，我们认为：①在一定条件下，小波结构不存在极大点，此时小波尺度较大，对应低频小波。由于信号突变处的高频成分丰富，用低频成分来检测突变点位置显然不合适；②在一定条件下，小波结构存在一个极大点和极小点，当选择尺度小于一定阈值（与研究信号的频率有关）时，减小尺度，极大点将越来越突出，但在有噪声或其它较强信号叠加时，这一特征不明显。

上述分析可看出：直接利用小波结构检测平稳过渡型信号起始点比较困难，根本原因在于这类信号在起始点附近的幅度太小，使得小波结构在信号起始点附近的值也很小；而在有不同幅度信号叠加时，受信号幅度的影响，直接提取较弱信号起始点更为困难。为此提出如下检测函数，以消除幅度的影响：

$$T(a, a_0, b) = |CWT_x(a, b)| / |CWT_x(a_0, b)| \quad (2)$$

式中 a_0 等于信号局部频率与高斯小波频率的比值。

基于数字仿真和数字化地震波资料，利用上述方法进行了震相识别研究，与传统方法相比本文所提方法能更精确地提取纵波、横波和面波初至。

分形分析与构造地震模式识别

刘希强　周焕鹏　李永红

（山东省地震局，济南，250014）

1. 基本思路和方法原理

非构造地震事件与地震的识别具有重要的国防意义和工程意义。经过近五十多年的研究，人们提出了很多识别地下核爆破和地震的判据，大致可分为三个方面：①地震波的辐射图形；②地震波谱分析；③震相特征。

从具体的方法来看，主要有：①初动符号分布；②震源深度；③体波震级 m_b 与面波震级 M_s 之比；④P波初动振幅与 P 波最大振幅比；⑤Love 波和 Reight 波振幅比；⑥P 波与 S 波谱振幅比；⑦P 波谱振幅与 Lg 波谱振幅比；⑧基于 Wiger 分布的瞬态谱分析等等。

本文主要从分形角度研究地震模式识别问题。分维数是刻画分形集合的主要特征量。分形分析的关键是用不同的维数对分形集合进行测量。地震信号是一种自仿射信号，本研究通过对时域地震波形的分析处理，提取某些特征参数，进行构造地震与非构造地震的识别。

分形研究中的两大问题：①所研究的对象是否具有分形特征？②在一定的分辨率条件下，其分维数是多少？与此同时，分形分析中的关键问题是找无标度区间。利用小波变换对地震信号进行不同尺度的分解；用分解后不同尺度的小波系数求不同尺度的信号能量，进而探讨信号能量与分解尺度的关系，求取相应的特征参量；用这些特征参量作为地震模式识别的特征参数，构制相应的判据，进行识别检验，最后选定合适的特征参数。这是本文进行构造地震模式识别的方法原理。

2. 多分辨率能量分形特征

小波系数具有良好的估计性质。小波变换能将任意信号分解为若干个频带的局部时间—频率信息，将该信号的细节分类存储在不同的小波子空间中，以便更好的对不同频带内的信号进行时域或空域分析，这就是小波分析的完全局部化过程。小波变换中的尺度因子不仅影响滤波器的带宽，而且影响它的中心频率，所以，利用小波变换进行信号分解有着独特的效果。具体计算过程如下：①对地震波信号进行尺度为 5 的小波分解；②分别提取从尺度 1 到尺度 5 的低频和高频系数，分别记为 H_{jk} 和 L_{jk}，其不同尺度下的系数平方定义为高频和低频信号能量函数 E_h (j) 和 E_l (j)（j 为尺度）；③如果某一尺度区间（无标度区间）上 E_h (j) 和 E_l (j) 与尺度 j 有幂指数关系：$E_h(j) \sim a_j^{D_h} E_l(j) \sim a_j^{D_l}$，其中尺度因子 $a_j = 2^j$，则可通过双对数坐标上的直线拟合求出 D_h 和 D_l，称其为能量分形的分维数。

3. 计算结果分析

对发生在山东省内陆的数字化地震和爆破记录波形进行了分析研究，提取出用于构造地震模式识别的三个特征量，即能量分形特征量 D_h、D_l 和高频结构信号能量峰值点 p。识别结果为 D_h、D_l 和极值点 p 的正确识别率都大于 90%，表明 D_h、D_l 和极值点 p 作为构造地震和非构造地震的特征参数是有效的。

4. 特征参数的物理意义

E_h (j) 和 E_l (j) 实际上可以看作能量谱。随着尺度的增加和信号进一步分解，剩余信号能量越来越少。不同频率的地震信号能量不一样，构造地震和非构造地震产生的地震信号的振幅谱都存在所谓峰值频率。因此，极值点 p 反映了与峰值频率的对应关系。D_h、D_l 是对以峰值频率为分界点的两边能量谱的变化速率以及能量对称性的刻画。

GPR数字信号处理研究

吕绍林　杨建广　杨天春

（中南大学，长沙，410083）

探地雷达是一种对地下或物体内部不可见的物体或界面进行定位的电磁技术。它的基本原理是高频电磁波以宽频带短脉冲形式，通过发射天线被定向送入地下，遇到存在电性差异的地下地层或目标体反射后返回地面，由接收天线接收。高频电磁波在传播时，其路径、波场强度与波形都将随介质的电性及几何形态而变化，故通过对时域波形的采集、处理与分析，可确定地下界面或地质体的空间位置及结构。在探地雷达测量中，为了得到更多的反射波信息，通常利用宽频带进行记录，在记录各种有用信号的同时，不可避免地记录下了各种干扰噪声，使得记录图像不能清晰准确地反映目标体。此外，由于非均匀的地下介质相当于一个复杂的滤波器，介质对电磁波不同程度的吸收以及介质的不均匀性，使得电磁脉冲到达接收天线时波幅减小，波形与原始发射波形产生差异。因此，必须对接收的雷达信号进行适当的处理，改善数据质量，才能够为地质解释提供清晰的雷达图像。对雷达数据中的各种干扰噪声有效消除或压制是探地雷达数据资料解释的关键，它直接影响到探地雷达在实际工作中的有效性。如何在高噪声背景下获取清晰的雷达图像和如何消除各种复杂因素的干扰提取雷达剖面的深部弱信息已成为地球物理学界广泛关注的难题。

基于对高频电磁波在有耗介质中的传播理论和纯数字信号处理领域内的一些新算法，将小波分析和复信号分析技术引入到探地雷达的数据处理中，为探索解决以上两个问题的方法作了有益的尝试。采用MATLAB和Visual Basic语言编制了应用程序对某高速公路野外原始数据进行处理。利用小波分频功能把原始雷达图像分为无穷多个分频细节进行研究，从成果图中可以清晰地看出信号的频谱分布和时间一频率关系；在此基础上研究了不同分频细节的图像特征。分频细节图明显地突出了异常，提高了信号质量，其中与中心频率最接近的分频细节效果最佳；在突出浅部异常的同时压制了深部干扰。复信号的处理结果也证明该方法的有效性，复信号分析在突出浅部的同时加强了深部信息。尽管复信号分析过程对噪声有敏感和放大作用，但只要在处理过程中采取适当措施，则该方法仍不失为一种好的信号处理方法。这一研究结果，不仅是对传统处理方法补充完善和提高，而且还为高频电磁波的信号处理提供了一种新的方法和思路。我们还将分解后的信号进行了重构，重构后的信号与原始信号吻合得很好，从另一方面证明了该方法的有效性。

●地学领域的高频电磁波技术，采集到的原始数据通常都有较强的干扰背景，对这种数据进行处理的方法往往是确定出信号中的异常点（奇异点）出现的时间（或位置）。这样就要求在处理的过程中要有意识地突出异常部位。

●小波分频方法对地下界面准确定位的同时，随着小波尺度的增大，能很好地压制原始信号中干扰噪声的影响，克服了许多滤波和成像方法对噪声敏感或损失了有用信号的缺点。小波分频提高了探地雷达图像的信噪比。

●通过对信号进行小波分频和复信号分析，可以求得表征实信号动力学特征的多个参数，对雷达信号的动力学特征进行更深入的研究。实践证明，对原始数据采用小波分频和复信号分析技术进行处理能得到丰富的多参量信息，有利于从多角度对雷达剖面进行综合解释。

约束的初至时间拾取

熊高君[1] 张学工[1] 李衍达[1] 吴正伯[2]

(1 清华大学自动化系，北京，100084；2 交通部广州信息技术研究所，510075)

对于地震波的传播、层析成像、反射数字信号处理、爆炸定位等，各种震相的初至（同相轴）拾取都是很重要的第一步。初至拾取的依据是波的可识别或者说可提取的特征。从本质上讲，人们能识别的波的特征不外乎三种，第一就是能量特征，或者说振幅特征，信号（波）传播到检波器，会引起能量（振幅的）变化；第二是相位特征，也就是波的到达时间有一定的规律，对于多道（多检波器）记录来说，相邻道记录到的波的相位（到达时间）具有相似性；第三，频率特征，信号的频率和背景、干扰的频率有所不同。人们总是根据波的这些特征来检测信号、拾取同相轴或拾取初至。当干扰较小时，运用一个或两个特征就足以从记录中提取信号，但当背景噪音特别严重时，必须运用些特征的组合，才能正确提取信号。当然，当信号和噪音在这三方面均完全相同，面对这种先天严重不足的记录，谁也不能正确地提取有用信号。

针对不同特征，许多学者从不同的角度研究出不同的方法。针对能量特征，Coppens (1985) 提出共炮检距道集的统计校正自动估计拾取初至方法，该方法的基础就是检测道上能量的突然增加。针对频率特征，包括波形特征，人们使用付氏变换频谱分析、分形、小波变换等，这方面的研究较多，也出现了很多较好的成果。Boschetti (1996) 等提出基于分形算法的地震道初至检测，该方法沿地震道分析分数维的变化检测信号的出现，以此自动地拾取地震初至，在信噪比较低，即使噪音能量达到信号能量的 80%的情况下，该方法也能检测出信号初至。针对相位特征，研究相对较少。建立在相邻道的各种相关运算的基础上，Gelchinsky 和 Shtivelman (1983) 提出初至自动拾取和走时曲线的参数化、Peraldi，R 和 Clement，A (1972) 的折射波初至研究。

如果信号的出现没有引起能量明显的变化，Coppens 的方法将很难奏效；信号和噪音的频率接近，信号在噪音背景中的出现没有明显的分形维数变化，Fabio Boschetti 方法也会失败。有什么办法可以比所有这些方法都精确地提取信号呢?唯一的办法就是全面地运用三个特征，相互约束。我们提出约束的初至提取方法，就是用频率和振幅特征提取信号，运用相位特征作为对所提取信号的检验，也就是对提取信号的约束。通过振幅，可以求得六种主要的统计量——均值、均方值或均方根值、方差或均方差、概率密度、概率分布和联合概率分布。通过频率特征，可求得传统的四种统计量——自功率谱密度、互谱密度、相干函数（或称凝聚函数或谱相关函数）、以及传递函数或频率响应函数之外，还可求出沿地震道的分形维数和小波模极值等两种新的参数。通过相位特征（或者说时间特性），可以求出自相关函数（包括自相关系数）和互相关函数（包括互相关系数）两种统计量。根据信噪比的高低，我们首先求出振幅和频率的部分或所有参数，由这些参数设计信号提取模式，比如自组织映射神经网络，由此拾取出地震初至时间。由于各检波点与震源距离不同，初至时间必然不同。为此，首先按走时方程，对已提取的各道初至时间作校正。校正后各相邻道作互相关运算，由相关系数判断拾取的正误。如果相关系数小于预置值，则调整网络的权值，重新计算。这就是由相关系数约束的信号提取方法。

利用地震信号自动确定飞机投弹炸点位置的方法

熊高君　张学工　李衍达

（清华大学自动化系，北京，100084）

利用各地震台站的记录，可以确定震源位置，但这是大尺度的，误差一般在公里级以上；地震勘探中，人们利用地震信号寻找油气，精确度要求很高，但炸点位置是已知的，所以不涉及炸点定位问题。长期以来，部队训练只能用人工测量的方法确定飞机投弹炸点位置。这种定位方法不仅准确度不够，而且只能在所有爆炸结束后才能进行，不能实时测量，不能现场掌握投弹情况，极不适应现代高技术条件下的国防需要。利用地震信号精确测定炸点位置（误差在 5 米以内）是开创性工作，可解决前人未解决的炸点自动定位问题。

根据地震波的传播特征可知，接收到的初至波只可能是直达波或折射波（界面滑行波）。由于靶场可看成一个小范围区域，所以可以假定地下介质是均匀、分层常速的。由此推导出统一的初至波方程。

$$(x_{gi}-x_s)^2+(y_{gi}-y_s)^2=v^2(t_i-t_0)^2 \tag{1}$$

式中 t_i，v，t_0 分别为第 i 道检波点的初至时间、介质的速度和爆炸时间，(x_s, y_s)，(x_{gi}, y_{gi}) 分别是炸点坐标和第 i 道检波点的坐标。对于折射波，爆炸时间 t_0 应修正为 $t_0=t_0-2h\sqrt{(v_2^2-v_1^2)}/v_1v_2$，式中 h，$v_1$，$v_2$ 分别为第一层介质的深度、第一层介质的速度和第二层介质的速度。所求的炸点 (x_s, y_s) 为以各检波点 (x_{gi}, y_{gi}) 为中心，相应的 $v(t_i-t_0)$ 为半径决定的圆的交点。当检波点多于四个时，根据已知的 x_{gi}，g_{gi}，t_i，组成（1）式超定方程组，原则上讲，解此方程组可求出炸点位置 x_s，y_s。实际问题比较复杂，以下为解决的方法：

（1）式为非线性方程组，当检波点多于 5 个时，可以首先将其展开，线性化后直接求解，变成了较简单的线性方程组的求解问题。在飞机投弹的过程中，低空飞行的飞机噪音、连续投弹的相互串绕和其它干扰严重影响了记录信号，所以首先要对接收信号做数字处理，去除噪声，提高信噪比。在此基础上拾取初至波走时。有了初至时间，就可由方程组（1）初定炸点位置 (x_s, y_s)、起爆时间 t_0 和速度 v。因为噪声背景较大，初至拾取有可能先天不足，所以初定位置往往误差较大，必须对此作正误判别和修正。为此，将上述初定的 (x_s, y_s)、t_0 和 v，代入方程式（1），算出各个检波点的计算走时 t_{gi}，并算出 t_{gi}和拾取的初至时间 t_{gi}之间的方差 Δ，根据实际精度需要，给定 δ，判断 $\Delta<\delta$，如果成立，则确定的炸点位置正确，输出所确定的炸点位置 (x_s, y_s)，作为正确结果，计算结束；如果不成立，则作修正。常用的修正方法有 Geiger 法、阻尼最小二乘法和 Powell 法等。Geiger 修正法简单易行，但可能会因为初始速度估计值误差太大，或炸点位置偏离试验场地太远，使得检波点分布不合理，都会使修正时出现病态方程组，很难解出修正量。传统方法是采用迭代法，先求出位置校正量，再回带求时间校正量。我们采用统计学上称为监督的方法来判定结果的正误，提出一种有约束的 Geiger 修正法。把通过 Geiger 法修正后的炸点参数带入走时方程，计算出各个检波点的走时，作多项式拟合，这样不仅可对炸点作修正，还可修正初至拾取。

弱余震信号的提取研究

李学政　王　军　何永锋　张慧民

（西北核技术研究所，西安，710024）

一般地说，地震信号是一个弱信号，人们在地震测量中将拾震器置于相对僻静的地点，甚至置于地下数百米的井中，排除风声、噪声和地脉动的影响，目的提高信噪比，以便获得良好的记录信号。由于地震余震，特别是爆炸余震的测点是针对某次主事件布设的，为一些临时的台站，拾震器台基并不象固定台站那样进行了精心选择和设计，台基位于地表，测量是在环境相对较差。又由于余震事件的震级较小，特别是爆炸余震，幅值往往为微米甚至为纳米，某些微弱信号强度往往处在噪声水平上，甚至为负分贝。因此需要采用窄带滤波与小波变换提取弱余震信号

1. 窄带滤波

滤波通常是数据处理的一种有效方法。质量较差的原始记录通过滤波，能够降低噪声，提高信噪比，从而获取有用信息。窄带滤波器可以允许某一范围的频带通过滤波器，在该带外的频率成分被阻止。也就是说，在允许带内，滤波器的系统函数 H（z）为 1，在其他情况，H（z）为零。即有

$$H(f)=\begin{cases}1 & f_1\leqslant f\leqslant f_2\\ 0 & \text{其它}\end{cases} \tag{1}$$

2. 小波分析

小波分解是介于纯 时域和纯频域之间的时频分析方法，它同时具有时域和频域的良好局部化性质。小波变换和短时富立叶变换相同，都是利用了窗口函数。但是，它完全不同于短时富立叶变换的窗口函数。小波窗口函数不是固定的，而是变化的，它随着不同频率成分在时间（空间）域自动调节，以达到最好的时频分析效果。因此，小波分析被称为数学上的显微镜。下面介绍利用小波分析从强噪声中提取弱地震信息。

假设 {Vj} 是给定的多分辨分析，φ 和 Ψ 分别是相应的尺度函数和小波函数，现对一个信号（函数）进行小波分解，若有 $f\in V_{J1}$，有

$$f(t)=A_{J1}f(t)=\sum_{K\in z}C_{J1,K}\varphi_{J1,K}(t) \tag{2}$$

小波分析中信号（函数）分解为

$$\begin{cases}C_{J1+1}=HC_{J1}\\ D_{J1+1}=GC_{J1}\end{cases}\quad (j=0,\ 1,\ \cdots,\ J) \tag{3}$$

小波分析中信号（函数）重构算式为

$$C_j=H^*C_{+11}+G^*D_{j+1}\qquad (j=J,\ \cdots,\ 0) \tag{4}$$

可能通过小波分析将信号分解，去掉噪声，再进行重构，达到去噪目的。

通过使用窄带滤波与小波分析提取了大量的弱爆炸余震信号，可以发现：

（1）窄带滤波提取的信号清晰，但有时出现截断误差。小波分析不存在截断误差，对正分贝的记录，能够提取良好的信号，对于负分贝的记录，信噪分离效果较差。

（2）窄带滤波和小波分析都能够实现信噪分离，从强背景噪声中的记录中提取有用信息。信噪比越大，提取的信号质量越高。

基于 TMS320C54x DSP 的 IIP 滤波器的设计

朱正平　冯　桂

（江汉石油学院电信系，荆州，434102）

数字滤波器的设计方法有：IIR（无限冲激响应）数字滤波器和 FIR（有限冲激响应）数字滤波器。达到相同的性能指标，IIR 比 FIR 速度更快，且存储空间更小。但由于 IIR 中的反馈回路可能引起运算溢出，所以在使用中必须对输入数据进行调理，但调理的结果又导致输出信号太小；为恢复输出信号电平，数字滤波器的输出端要有可调增益放大器。

TMS320C54x 为定点数字信号处理（DSP），本文将讨论用 TMS320C54x 来实现 IIR 数字滤波器和去除输出端的可调增益放大器以及消除信号溢出问题的实现方法。

1. IIR 滤波器的设计　一个高阶 IIR 滤波器可以分解为若干个二阶滤波器级联而成，如下式所示：

$$H(Z)=H_1(Z)\times H_2(Z)\times H_3(Z)\times\cdots\times H_n(Z) \tag{1}$$

其中 n 是滤波器的阶数

（1）式中的各二阶滤波器可表示为：

$$H_k(Z)=\frac{1+b_{1k}Z^{-1}+b_{2k}Z^{-1}}{1-a_{1k}Z^{-1}-a_{2k}Z^{-1}}\quad K=1,2,3,\cdots,n \tag{2}$$

这种 IIR 滤波器中输入和输出序列的延迟单元相互独立，即输入和输出序列有各自的延迟单元。称这种 IIR 滤波器的结构为直接 I 型。滤波器的输出表达式为：

$$y(n)=a_{11}y(n-1)+a_{12}y(n-2)+x(n)+b_{11}x(n-1)+b_{12}x(n-2) \tag{3}$$

二阶 IIR 滤波器是由两部分级联而成：零点和极点部分。由于 IIR 滤波器是线性系统，级联的两个部分可以互换而不影响输入输出关系。互换的结果，输入输出关系不变，但节省了延迟单元的数目。称这种滤波器的结构为直接 Ⅱ 型。从结构上看延迟单元的存储数目减少了，但若按这种结构在定点 DSP 上实现 IIR 滤波器，一是要调整输入信号的幅度值以避免溢出，这又导致输出信号的幅值太小；二是要在输出端增加可变增益放大器以恢复输出信号电平。直接 Ⅱ 型的改进型结构可解决这两个问题。

2. 改进型 IIR 滤波器的设计　直接 Ⅱ 型改进型 IIR 滤波器由若干二阶滤波器级联而成的。每一个二阶滤波器用直接 Ⅱ 型结构设计。将前一个二阶滤波器的极点部分如（a11，a12）和后一个二阶滤波器的零点部分如（b21，b22）组合起来，可以减少延迟单元的数目。针对这种结构用 TMS320C54x 定点 DSP 实现时，级联部分用 C54x 的块重复指令 RPTB 来操作，另外，还要对最初的零点部分如（b11，b12）和最后的极点部分如（an1，an2）进行操作。这样处理的结果，在输出端得到输出数据 y（n）正确的信号电平，同时去除了传统 IIR 滤波器设计中在输出端要设置可调增益放大器的麻烦，使结构的溢出问题得到解决。

3. C54x 源代码及实验　根据上述两种 IIR 滤波器结构，用 C54x 汇编语言编制了两个程序：一是按传统的直接 Ⅱ 型结构所编制的 C54x 程序，二是按改进的直接 Ⅱ 型结构所编制的 C54x 程序。这两个程序在 TMS320 C54xDSP 已调试通过。

4. 实验结果分析　将程序代码用 TMS320C54x DSP 编译汇编连接工具汇编、连接后生成 C54x 的可执行目标文件，装载到 C54x 目标系统。结果表明：按传统的直接 Ⅱ 型结构所设计的 IIR 滤波器，要使信号不产生溢出，输出信号的幅值减小到输入信号的 100 倍左右，这就要在输出端增加可调增益放大器；按改进的直接 Ⅱ 型结构所设计的 IIR 滤波器，在不产生溢出的情况下，不经过任何处理的输出信号的幅值达到与输入信号相当的正常值。

地震破裂过程研究

沈 萍[1] 郑治真[2] 杨选辉[2] 高明清[3] 吴士燕[3]

(1 中国地震局地球物理研究所，北京，100081；2. 中国地震局地震数据信息中心，北京，100045；
3.山东省宁阳县新汶矿业集团公司华丰矿，宁阳县，271413)

1. 引言

成核概念是断裂力学领域首先提出的，它指的是裂纹形成过程。由于地震过程是地壳岩石破裂失稳，因此“成核”概念很快用到地震研究中，成核模型也被引入到地震研究领域。至今，地震成核研究取得了2个重要结果：一是地震成核的临界尺度为大地震总破裂长度的1/10，一般为10～20km；二是地震成核时间差异很大，不同学者提出的地震成核时间单位从年到秒。

地震成核的临界尺度和成核时间对地震预报研究具有重要意义。目前现场观测研究存在问题：①小地震是极不均匀的离散事件，而大地震成核过程研究需要连续观测的物理量，因此仅用地震序列研究大地震成核过程是不够的；②用于研究的时间段和区域对研究结果影响很大。鉴于上述问题，我们在矿区进行成核研究，克服了实验室研究的尺度效应，同时还可避免时间段和区域对研究结果的影响。

2. 研究区域及结果

采用多种信号处理方法对山东省华丰煤矿进行了5方面研究：

(1) M—t图：矿震3个活跃期先后发生了3个$M_L\geqslant2.0$的矿震。

(2) 地脉动频率分布特征：3次地脉动降低后分别有$M_L\geqslant2.0$矿震。

(3) T_{s-p}变化：矿震主要集中在距中心台为$t_{s-p}=0.3\sim0.8$秒范围，但是从1995年10月下旬开始，震源开始向外扩展，最大T_{s-p}达1.0秒。

(4) A_s/A_p：研究段内出现的3次A_s/A_p增大期间，分别对应着3次$M_L\geqslant2.0$矿震，最后一次大的A_s/A_p值出现在1995年3月4日的后几天里，它距$M_L=2.9$矿震发生约50天。

(5) T_{s2-s1}：在较大矿震前出现较大的T_{s2-s1}值，距$M_L=2.9$矿震发生约50天。

3. 讨论

$M_L=2.9$矿震前50天出现成核现象，其临界尺度约5km，亚稳态破裂传播速度为0.0015m/s。

本文虽然仅获得了一个$M_L=2.9$矿震的成核信息，但对研究成核尺度和成核时间与震级的关系提供了重要资料，弥补了成核过程研究中的低震级结果。

研究震源性质的倒谱方法

魏富胜　唐天明

（中国地震局地球物理研究所，北京，100081）

本研究课题从天然地震与爆炸源的震源差异入手，推断震源差异在各域（t，f，τ）的反映形式，在理论分析基础上，寻找表征这种差异的有效途径和标志参量。经过大量事件的反复检验，总结出一套识别震源性质的研究方法。

震源识别的手段历来受到地震学分析方法的制约，地震学分析技术的发展又促进了识别手段的提高。倒谱分析是一种非线性信号分析技术，这种技术适用于回波检测、语音分析及地球物理数据处理等种种问题。地震与爆炸都会引起地层介质的振动，并被地震观测仪器所接收。对地震记录的深入研究使人们对震源物理过程和地震波传播路径上的介质特性获得了重要认识，也形成了行之有效的地震学分析方法。在地震学的初期，几乎所有分析手段总是从时间域测量着手，无疑，后来以频率作为独立参数的波谱分析更为有用。而今，我们将从频率域再进入到倒谱域进行分析时，也许在某些特定的场合下，它将更为有效。本方法的立论基础是爆炸与地震的震源时间函数和震源空间函数存在着差异。利用地震远场位移谱解析式中震源的有限性因子使得频谱具有振荡特性的特点，启发我们对频谱再进行某种谱分析成为可能，这就促使我们运用倒谱技术。以单侧破裂地震为例，如果震源时间函数描述为单位函数，在时间域里，该有限移动源引起的体波远场位移的初动半周期就是断层上某点激发的地震波沿 R 传播到观测点 Q 与先沿断层 L 以破裂速度 Vf 传播后再沿 R′传播到 Q 点的波动到时差。当我们返回到频率域时，由于多普勒效应，体波振幅谱出现了一系列的极小点。而第一个极小点频率的倒数正好是初动半周期。事实上，这正是同一效应在时间和频率域的不同反映。

当我们再次进入到倒谱域时，将能观察到它的另一种表现。对于地震，其倒谱表达式在 quefrency=（0，Tf）处发生极大值。Tf 处的极值特征能直接反映地震断层的空间线度 L 或震源持续时间 Tf。对于爆炸，其倒谱表达式只在 $\tau=0$ 时存在唯一极大值。可见，滤除 $\tau=0$ 后它不会发生象地震断层破裂时的极值效应。这也正是它们的震源差异在 τ 域的反映。由于震源不同导致的倒谱峰值形态的差异，因此可以利用它来识别地动事件的震源类型。

当震源断层破裂主要地朝一个方向传播时，辐射的地震波就好象是分别从破裂起始点和先以破裂速度沿断层到达破裂终止点出发，再沿各自的射线路径传播到观测点似的。把晚到的震相看作初至震相的回声或反射波，利用倒谱分析通过测定两者的到时差可以估测地震的破裂时间或破裂长度。

为了认识倒谱分析用于震源识别的技术途径，检验本方法的识别效能，我们对不同类型的 22 个地动事件的 124 个台站记录进行倒谱分析。计算结果表明，地震的倒谱图呈现出它的多极值特征及源的复杂性，证实了上面的推断正确，技术途径可行。我们引入了一个倒谱复杂性参量 C 用以标志震源的类型。核爆炸的 C 值比地震要小。所收集到的 8 个地下核爆炸的平均 C 值 0.465 明显低于 14 个天然地震的平均 C 值 2.69。目前我们暂且将 C 值为 1 作为判据的分界值。在我们所收集到的资料中，使用倒谱单项判据，22 个事件中有 15 个识别正确率为 100%，另 7 个事件也都在 80%以上。如果使用一个事件的多台站记录的判据均值，则所有事件均被正确识别出。尽管目前使用的资料不是足够多，但该结果说明倒谱分析确能显示出核爆炸与天然地震之间存在的差异，倒谱参量 C 作为震源性质的标志参量是可行的。

地震数据时空分布的统计分析

魏东平[1] 陈棋福[2]

（1 中国科学院研究生院，100039；2 中国地震局分析预报中心，100036）

地震孕育、发生的过程并不是完全随机的，就全球地震分布而言，它在空间上多发生在板块的边界或活动块体的边界带上，而在时间上则经常表现为丛集性、活跃与平静的交错性等特征。利用迄今为止积累的大量地震观测数据进行分析研究，同时与其它全球相关数据，例如应力场分布、地壳层厚度分布以及温度场分布等进行相关性分析，可以帮助我们理解地震发生的成因、机制。

地震资料：首先，利用国际地震中心（ISC，http：//www.isc.ac.uk）给出的全球 984，661 个从 1964 年 1 月 1 日到 1998 年 12 月 31 日的地震目录、通过对不同时间尺度及空间尺度下的地震能量分布的规律进行分析研究。然后对两个区域特例，代表板内地震典型分布特征的中国大陆地区 1970 年 1 月 1 日至 2000 年 12 月 31 日的 $M_L \geq 2.0$ 地震记录 CRN，以及代表活动断层带附近地震分布特征的美国南加利福尼亚地震台网 1984 年 1 月 1 日至 2000 年 12 月 31 日所有发生的地震记录 SCSN（http：//www.scecdc，scec.org/ftp/catalogs），进行同样的分析，据此探讨地震预测的相关问题。

地震震级的能量归并：将以上三类地震记录（ISC、CRN 和 SCSN）中的体波震级 m_b 与面波震级 M_s 按下式归并到统一的能量标度 E：

$$\log E = 11.8 + 1.5M_s \quad 及 \quad M_s - m_b = 0.37\ (M_s - 6.76)$$

地震空间分布的小波分析：对全球地震记录（ISC），划分为 1°×1°的网格，计算每个网格内从 1964 年 1 月 1 日到 1998 年 12 月 31 日的地震释放的能量，并按比例归整到 0～255 之间。这样，地震能量的空间分布便可等价为一幅黑白"脸谱"图像，因而关于小波理论用于图像处理的所有成熟的方法都可以用来对地震脸谱进行分析；对不同的空间分辨率，例如 0.5°×0.5°网格的情景，也进行同样的脸谱处理。对于中国大陆地区的板内地震（CRN）及美国南加州地区的活动断层边缘地震（SCSN），可以划分相应的网格，仿照上述方法进行处理、分析。

地震时间分布的功率谱分析：依时间为横坐标，地震能量为纵坐标，分别对全球、板内及活动断层边缘的地震资料进行功率谱的快速富里叶分析，并分析功率谱图象的异同点。

考虑地震的时空变化，例如分时间段对地震的空间分布数据进行处理，然后将不同时间段顺序串接，可以得到地震脸谱变化的一组动画，同时分析其功率谱分布的变化规律。

初步结论与讨论：①分析 ISC、CRN 及 SCSN 的地震脸谱动画，并作相关技术性的处理，可以发现一些比较有趣的现象，尽管目前为止并不清楚它的实际物理机制。例如这些地震脸谱叠加到有一正常面部表情的人像上面，由于地震脸谱的变化，导致人像的面部表情产生不同的效果：微笑、不满与愤怒等等。这种变化对中国大陆地区的板内地震相对更加明显。②对全球地壳层厚度分布作相应的脸谱处理，具体作法是：根据全球地壳层的厚度分布资料，得到对应的地壳层厚度变化率分布。对得到的地壳层厚度变化率进行归整（0－255）处理，得到地壳层厚度变化率的相应脸谱，进行灰度反转后叠加到地震脸谱。经过这样处理过的地震脸谱其区域变化的特征大大弱化了，在相当程度上去掉了由于地壳层厚度分布不同产生的相关影响。对全球温度场、应力场等等所做的类似处理，相应得到了比较有意义的结果。③尽管地震分布的功率谱分布的优势频率特征并不十分明显，但仍然可以得到地震能量变化相对优势的周期天数分别为 1、16 及 31、355 和 3800 等，可能分别对应地球自转、月球公转、地球公转及太阳黑子爆发等因素。

数字水印技术及其应用

冯 桂 林其伟

（江汉石油学院电信系，荆州，434102）

在信息时代，特别是随着Internet的普及，信息的安全保护问题日益突出。人们在方便地获取信息和交流信息的同时，还需要安全地存储和传输信息。当前的信息安全技术基本上都以密码学理论为基础，其保护方式都是控制文件的存取，使非法用户不能解读，但随着计算机处理能力的提高，这种通过不断增加密钥长度来提高系统密级的方法变得越来越不安全。另外，如果要对图像、视频和声音等多媒体信息进行加密，则基于密码学的加密方法显然力不从心，这些多元化的需求正是数字水印技术要解决的问题。

数字水印技术是指用信号处理的方法在数字化的多媒体数据中嵌入隐蔽的标记，这种标记通常是不可见的，只有通过专用的检测器或阅读器才能提取。

对嵌入数字作品中的信息必须具有以下基本特性才能称为数字水印：

- 隐蔽性：在数字作品中嵌入数字水印不会引起明显的降质，并且不易被察觉。
- 隐藏位置的安全性：水印信息隐藏于数据而非文件头中，文件格式的变换不应导致水印数据的丢失。
- 鲁棒性：在经历多种无意或有意的信号处理过程后，数字水印仍能保持完整性或仍能被准确鉴别。

数据的标识信息有时比数据本身更具有保密价值，如遥感图像的拍摄日期、经/纬度等。没有标识信息的数据有时甚至无法使用，但直接将这些重要信息标记在原始文件上又很危险。数字水印技术提供了一种隐藏标识的方法，标识信息在原始文件上看不到，只有通过特殊的阅读程序才可以读取，这种方法已经被国外一些公开的遥感图像数据库所采用。

按数字水印的隐藏位置，可以将其划分为时（空）域数字水印、频域数字水印、时/频域数字水印和时间/尺度域数字水印。数字水印技术横跨了信号处理、数字通信、密码学、模式识别等多种学科，主要的有以下几种：

- 最低有效位算法，它是一种典型的空间域信息隐藏算法。算法使用特定的密钥通过m－序列发生器产生随机信号，然后按一定的规则排列成2维水印信号，并逐一插入到原始图像相应像素值的最低几位。
- Patchwork算法将数字水印隐藏在特定图像区域的统计特性中，其鲁棒性很强，可以有效地抵御剪切、灰度校正、有损压缩等攻击。
- 纹理块映射将水印信息隐藏在图像的随机纹理区域中，利用纹理间的相似性掩盖水印信息。该算法对滤波、压缩和扭转等操作具有抵抗能力，但需要人工干预。
- 微调算法用于PS或PDF文档中隐藏数字水印，主要是通过轻微改变字符间距、行间距和字符特征等方法来嵌入水印。这种水印能抵御攻击，其安全性主要靠隐蔽性来保证。
- DCT变换域数字水印的主要思想是在图像的DCT变换域上选择中低频系数叠加水印信息。人眼的感觉主要集中在中低频段，攻击者在破坏水印的过程中，不可避免地会引起图像质量的严重下降，一般的图像处理过程也很少改变这部分数据。
- 扩频水印算法是扩频通信技术在数字水印中的应用。扩频通信将待传递的信息通过扩频码调制后散布于非常宽的频带中，使其具有伪随机特性。收信方通过相应的扩频码进行解扩，获得真正的传输信息。

变换域数字水印并不局限于DCT变换域或傅立叶谱，只要能很好地隐藏水印信息，所有信号变换均可行。

网络技术在防震减灾中的应用

王成凤　王　松

（中国地震局分析预报中心，北京，100036）

1. 中国地震信息网概况

全国地震信息网由全国地震主干通讯网、京区通讯链路、全国地震计算机网络中心、各省计算机网络中心及大地震现场流动通信网络系统五部分组成。其主干通讯网采用中国分组交换网（CHINAPAC）和卫星（VSAT）信道将各省地震信网络互连，并采用光纤接入国际互联网。在全国共有结点35个，在线各类专业服务器90多个、计算机2000余台。目前在全国开通的各种地震行业Web站点70余个，电子邮件服务器35个，各种文件传输服务器35个，每天网络信息流量超过50G。

2. 系统结构

由两级网络中心、三层网络平台构成。两级网络中心：①全国地震通信网络中心；②各省（市、自治区）、各直属单位地震通信网络中心。

三层网络平台：①京区链路，通过扩频微波和帧中继把京区各直属研究所、各中心及北京市地震局联结起来，并且通过扩频微波链路和光缆从全国地震通信网络中心接入中国科技网，构成全网对因特网的第一出口，另一条扩频微波链路从全国地震通信网络中心接入金桥网，构成全网对因特网的第二出口。②北京以外的省、市、自治区地震局网络中心与全国网络中心的互联，它们采用中国公用分组交换网（X.25）和卫星网与全国网络中心互联。③各省、市、自治区的二级网络，即各省、市、自治区的各地市、台办、台站等与各省局互联形成的网络互联。

3. 地震数据信息服务与应用

为使地震工作者充分利用网上地震数据，建成了4种服务器：

（1）域名服务器（DNS）　它是全国地震通信网络的总名字服务器，主要负责管理全网的域名解析及各分中心域名服务器的备份名字服务器。各分中心域名服务器主要负责管理各单位内部网络域名解析。

（2）电子邮件（E-mail）服务器　全国网络中心的邮件服务器主要为全网提供总的邮件服务，同时提供电子信箱服务，代理邮件服务。各分中心的邮件服务器为本单位内部网络提供邮件服务。

（3）WWW服务器　WWW服务器是整个网络面向用户发表震情、灾情以及地震和前兆数据的主要手段。

（4）文件传输（FTP）服务器　文件传输（FTP）服务器提供网络用户进行文件传输服务。其中的匿名FTP服务器（anonymous FTP）向全球用户提供各种地震数据服务。

4. 数据服务范围和内容

国内数据信息：地震速报、地震目录、地震观测报告、地震波形数据、前兆数据、震情、灾情、会商意见、地理图形、地震地质、地震台站、科研报告、图书、期刊、科研项目公告、科技情报信息、防震减灾法规、计算机网络法规、公文往来、财务报表、地震专用处理软件、通用免费软件、电子公告等服务。

国际数据信息，主要汇编全球地震台网记录和国际性地震机构收集数据，包括美国地质调查局国家地震信息中心（NEIC）、国际地质中心（IDC）和地震学合作研究会（IRIS）等。内容包括地震速报、全球地震快报目录、全球地震报告、全球大地震快速CMT、全球台站数据、大地震波形数据和各种地学处理软件等。

中国震例信息的数字化建设

董沛涌　陈棋福　粟生平　郑大林

（中国地震局分析预报中心，北京，100036）

对破坏性地震特殊事件的研究和资料积累长期以来为国际地震界所关注，历次国际地震学术大会都设立“近期灾难性地震”专题予以研讨。早在1986～1987年原国家地震局就安排过“我国大陆5级以上震例的再研究”重点研究项目，研究和制定了统一的震例研究报告编写规范，来规范震例研究工作。截至2001年6月我国已出版了《中国震例》五册，包括1966～1991年5级以上破坏性地震震例114个，提供了地震震中周围以地震前兆为主的较系统和规范化的震例研究成果，比较全面和系统地记录了各次破坏性地震的基本情况和资料，为地震前兆研究和预报探索提供了进一步研究的基础资料，为震情分析预报提供了良好的借鉴。但从现今数字信息时代的地震研究“需求”来看，中国震例研究尚存在下列问题：第一、提供信息的系统性尚不足能满足防震减灾的工作需求；第二、大部分成果没有形成数字化的信息，纸介质的保存方式已大大落后于信息时代的发展。第三、仍有大量近年来发生的破坏性地震震例资料没有得到全面整理、系统研究，使我国丰富的震例信息资源在步人网络化的信息时代没能得到充分有效的利用。因而建立中国灾害性地震震例数字化信息源已成为发展的要求和必然的趋势。

中国灾害性地震震例信息数字化建设，在中国震例研究的基础上对已出版的五册《中国震例》进行震例资料的数字化处理，并按照统一的规范进行，以保证信息资料的完整、统一、可靠。震例信息资源涉及面较广，内容比较齐全，包括地震的基本参数、震害情况、发震的地质构造背景、地震烈度分布、地震序列情况、震源机制解和主破裂面、震源物理、深部构造、地震台网、前兆异常，地层预测预报及地震应急对策实况记录等信息，以及相对齐全的与每个震例事件相关的重要参考文献或研究报告。本项目既包括经过研究并公开发表的规范化的1966～1991年震例研究成果，也包括即将公开发表的1992～1999年震例研究报告、资料和有关情况记录等。

中国灾害性地震震例信息数字化建设是在Windows 98计算机操作系统平台上，建立以数据、文字和图件共存于光盘介质的震例资料的信息集合。考虑到为方便用户浏览和以后实现网上信息资源的共享及用户通过互连网访问做准备，选用FrontPage软件来制作开发。将系统制作成网站的形式，用网页来联结各个信息内容。ProntPage远远超出一般的网页开发工具的范畴，它将一个所见即所得的网页编辑器与一个网络服务器及站点管理工具集中到了一起。良好的网站设计制作在提供美观的页面设计的同时，将充分考虑用户浏览习惯，从功能上满足用户的需求。在进行网站的制作之前，首先就网站的内容、栏目进行了系统的分析，确定采取层次式结构来组织构建。然后根据网页面所包括的震例信息内容精心设计页面结构和实现信息表达。同时提供良好的网站导航，例如：每个页面提供首页链接；页面导航条保障用户能方便快捷地在不同的栏目层次间跳转。

建成后的系统是一个存储于光盘上的数字化数据信息系统，同时具有合理的信息结构、友好的用户界面和便利的数据查询、显示、输出等优异功能。多功能的信息查询设计包括以《中国震例》书目检索，以及按时间、震级、经纬度范围的组合查询等。

中国灾害性地震震例信息数字化的建设，实现了数据资源的共享，将使研究人员可以更方便、有效的查阅和研究使用中国震例数据信息。也将有助于完整的搜集整理和数字化我国大陆地震震例资料，促进以震例为线索的科学研究。同时，也可为各级政府制定地震应急对策提供参考。

非结构化时间序列地震数据信息网络服务系统

杨满栋　李闽峰　郝　平　米宏亮　李圣强

（中国地震局分析预报中心，北京，100036）

为从根本上解决关系数据库管理地震前兆数据不尽人意的问题，我们采用非结构化数据库为地震信息分析处理提供服务。它提出用双表数据结构建立非结构化地震前兆数据库，并结合计算机网络、通信技术飞速发展的现状，在实践中建立一个以地震前兆数据采集为基础、通信系统为保障、网络系统为依托、非结构化地震前兆数据库管理系统为核心的地震前兆数据库及处理系统集成平台。系统将地震前兆数据接收、管理、处理、共享四个关键环节融为一体，解决了前兆数据量大、结构复杂、难于管理的历史现状。

1. 数据管理

非结构化数据库管理软件打破了传统数据库定字段长度、定数据位数的弊端。管理人员就像编辑一个文件一样，随时可对数据库中的数据位数、采样率、结构进行调整。①数据库管理软件可包容未来不可预计的新方法、新仪器产出的各种数据结构。②数据库的表可兼容同一台站同一观测方法中不同采样率、不同数据长度的前兆数据。③随时可扩充和增加临时观测数据或流动观测数据，随时向库中增加和减少各种观测台站、各种新的和不同的观测方法。非结构化数据库管理软件突破了当前数据库结构一经确定就不能更改的框框，使得无论是已有数据，还是未来产生的任意形式新数据、新观测方法、新数据结构，都可兼容到数据库中，对其进行方便的管理。

2. 地震前兆数据处理

①数据处理软件包含了地震局分析预报中心日常地震分析预报工作中常用的处理方法，包括各种观测方法的时序变化曲线图和异常变化的台站空间图。②数据处理软件留有扩展模块，分析人员可将系统提供的数据库接口和图形输出接口程序，嵌入到自己编写的处理程序中，产生自己独特的处理方法，产出自己所要的结果图件。③地震前兆数据量大，内容复杂，有时受观测环境影响，可产生数据中断、突跳、漂移等现象，数据处理软件通过自动和人机交互方式，很好地解决了消除前兆数据突跳这一历史难题。

3. 数据共享

系统使各种仪器产出的前兆数据经处理进入台站数据库，同时通过网络或其它传输方式传送到区域前兆台网中心、全国地震前兆台网中心，形成了数据自动交流环。横向方面，全国地层前兆台网中心、区域前兆台网中心之间可以按时间范围、区域范围、台站分类、方法分类等方式互相访问、互相下载存放在对方WEB服务器的前兆数据。

4. 总体解决方案

系统将数据接收、管理、处理、共享融为一体，方便了分析人员获取数据、处理数据、产出结果等日常分析研究工作；方便了系统维护人员接收数据、管理数据、修改数据等日常维护工作。系统既可在网络环境下运行，又可在单机平台上应用。本系统的台站版可管理一个台站的所有数据，可将自己产出的数据直接绘出图形进行分析和研究，改变了过去只是提供数据的被动局面。系统的中心版可管理地方局、省局、全国中心等各自管辖的所有数据。本系统是全国中心、省局中心和台站管理数据、处理数据、交换数据非常理想的信息系统。

测震学数据处理与分析通用软件—SuperSeis

李闽峰　李圣强　陈祺福

（中国地震局分析预报中心，北京，100036）

北京震创软件技术有限公司的测震学数据处理与分析通用软件 SuperSeis 是一个面向测震学研究需要而开发的一个功能强大、方便实用的软件系统。其主要功能包括测震数据库管理与维护、GIS 数据信息相关分析及显示与查询、位图地图与空间数据配套显示、二十余种测震数据处理分析方法的快速实现及图象生成，可以满足科研论文出版要求的图象输出。其设计实现上充分体现与国际地震研究的流行方法相一致的原则，如将 GIS 技术与地震研究相结合，将地震台网分布及其对震级下限的控制加入到地震数据处理中，对地震目录的研究首先从目录完全性研究及成丛性分析开始等。并在多种国际上广为应用的数据处理与分析方法的软件实现效率上有了显著的提高，如 SuperSeis 的地震完全性分析算法、地震成丛性删除的 Resenberg 方法都较国际上广为使用的 ZMAP 软件快 100 倍，地震平静算法 SEISMOLAP（Zhou 提出）比国外的同类软件快 50 倍。

SuperSeis 软件将是国内目前广为应用的测震学日常分析预报软件 CAPSeis2.1 的替代产品。它除了包括 CAPSeis2.1 软件设计的全部功能及成功做法外，在以下几个方面取得长足进步：

（1）完整的 32 位 Windows 应用程序设计。

（2）大容量地震目录数据库及管理功能的实现。

（3）提供与 Mapinfo 数据结构相兼容的 GIS 应用实现。在 Mapinfo 中建立起来的空间数据图层可以直接应用到 SuperSeis 中，相应地，在 SuperSeis 中建立的空间数据图层也可以直接装入 Mapinfo。而 SuperSeis 在地图边框及地图投影与经纬网的设计上则显然比 Mapinfo 更能满足地震研究的实际需要。

（4）提供地震台网基本信息管理功能及台网控制能力的运算模块，并可将台网控制能力作为相关方法数据处理的约束条件。

（5）提供快速的目录完全性分析方法及图象处理功能，并可将其作为相关处理的约束条件。

（6）提供地震成丛性删除的 Resenberg 方法。

（7）更多的地震数据处理与研究方法：地震频度、地震能量、蠕变释放、b 值、缺震分析、GL 值、η 值、C 值、D 值、M_f 值、Dq 值、小震调制比、Ac 值、Ab 值、YH 值、地震平静算法 SEISMOLAP 等。

（8）时空图象综合分析的实现及其与 GIS 数据信息的相关处理与查询。

（9）采用李闽峰最近提出并实现的不等（或等）大小窗口地震数据空间扫描处理的快速算法，使得许多统计分析方法可以根据样本足够的条件来伸缩统计窗口，使得这些方法的空间扫描处理更合理化。此外，空间扫描方法的实现速度较 CAPSeis2.1 更快，并使数据处理精度在全国尺度上达到 0.1×0.1 的能力。

（10）更实用的地震序列分析功能，包括 H 值、震级—频度关系、地震衰减、K 值、U 值、ρ 值、等待时间法、常规的序列参数统计等。

（11）提供输出满足科技出版要本的地理图件的技术支持模块。

微机群并行交互地震处理系统的开发研究及初步应用*

张军华[1] 俞 辉[1] 仝兆岐[1] 何潮观[2] 关义贤[2]

(1 石油大学，东营，257062；2 胜利油田物探研究院，东营，257022)

1. 引言

随着三维地震勘探、高分辨率地震勘探和四维地震勘探等新技术的推广和应用，地震资料野外采集的数据量大大增加，加之处理流程中不断增加的新技术（如叠前深度偏移等），使完成资料处理所需的计算量变得更加庞大，因此，开展大规模并行处理（Massively Parallel Processing）已成为地震资料处理的必由之路。

近年来，胜利油田、石油大学和北京大学的领导和科技人员，充分利用各自的优势，积极寻找强强联合、走产学研合作的道路。通过三方努力，2000 年底，正式成立了"石油计算机信息工程研究中心"，并立即启动《微机群并行交互地震处理解释系统》重大科技合作项目。本文即为其中的一个子课题，旨在用 HPF 语言（High Performance Fortran）开发出一套地震资料并行处理系统。

2. 并行机硬件系统的设计

目前，并行机以大规模并行处理器 MPP 见多，如美国 Sandia 国家实验室的 PARAGON 并行机处理器有 1824 个之多。另外，工作站机群和微机机群也是有代表性的并行机机型。考虑到价格因素、并行环境、系统扩充和适用领域，在本项目的研究中，我们采用微机群并行结构。以胜利并行 1 号机为例，它是由 8 台 PC 机通过 1 个 100M SWITCH 互联构成的 PC 集群系统。PC 机的处理器为 Pentum Ⅱ 866EB，内存大小为 512M，CACHE 大小为 512K，OS 是 Linux、PC 机间采用 MPI 通过 TCP/IP 进行通信，由一台自动多电脑切换器实现显示器、键盘和鼠标的控制切换。

3. 并行环境——p-HPF 编译系统

HPF 编译系统是以数据并行为基础的高性能并行编译系统。自从 1993 年 5 月，HPF 论坛推出 HPF 1.0 以来，国际上许多商业公司、研究机构和高校都在研究 HPF。

北京大学的 p-HPF 编译系统是经过多年自主研究和合作开发的成果，系统已应用于 IBM/RS6000、SUN/SOLARIS、PC/SOLARIS、PC/LINUX、HP/HP-UX、BEOWULF、曙光 DAWN 1000A 和曙光 DAWN 2000 等测试平台，成果通过了国家 863 专家组的验收。本课题即是以该系统为开发平台，来设计地震资料并行处理应用系统。

4. 地震资料并行处理的初步应用

(1) 数据并行性能测试 选取一个简单的矩阵相乘作为测试程序：C=A×B；采用节点数为 8。并行程序主要用 FORALL 和 MAXMUL（A，B）内部函数调用；串行程序则用简单的 DO 循环。对于（500，500）大小的数组，加速比为 3；（2000，2000）数组的加速比为 4.3；（3000，3000）数组的加速比为 8.3，达到了超加速比。

(2) 地震资料并行处理的初步应用 本系统具有调用和交互软件包、原始数据质量监测软件包、输入输出软件包、地震预处理软件包和地震数据处理软件包，整个系统具有自主版权和全部原码。目前，我们已完成了频率域滤波、Q 补偿、F—X 拟合去噪、球面扩散振幅补偿、三维波场道内插等多个模块的并行功能，并对 WY、DYJ 和 TJ 地区的实际三维地震资料进行了试处理，取得了初步的成果，并行加速比在 3～5 倍之间。

中国航空电磁测量数据库系统开发与建设

吴其蛩[1] 周 伟[1] 张明华[2]

（1 中国国土资源航空物探遥感中心，北京，100083；2 中国地质调查局发展中心，北京，100083）

航空电磁测量在矿产勘查和水工环起重要作用。我国航空电磁测量开展于1980年，到目前为止已完成近40万测线公里。长期以来，由于缺乏对资料全面、科学、有效地管理，其历史资料的重复利用率很低，造成人力、物力、财力的巨大浪费，甚至积累的某些数据目前正面临失散、存储介质老化等严重问题，亟待整理和挽救。为科学管理目前测量的和以往已获得的航电数据，迫切需要利用现代先进的数据管理技术，以实现对航电数据的高效管理与共享。因此，建立全国航空电磁测量数据库及其管理系统。

1. 航电数据库建设

2

（1）数据库建设选用Win 2000环境，采用SQL Server 2000关系数据库管理系统。

（2）航电数据库信息包括测量信息和测量参数。测量信息指历次航电飞行测量信息和技术属性，包括测区编号，测区名，测区角点坐标，测量参数，观测精度，测线公里等21项。测量参数包括：测区编号，测点X、Y坐标，高度，实分量，虚分量，备用等23项。

（3）数据信息输入。全国航空电磁测量主要由中国国土资源航空物探遥感中心和原地质矿产部廊坊物探与化探研究所完成。建库数据为1980—1993期间的航电资料，共计17个测区，220750测线公里。近期数据将在下一阶段更新入库。首先收集上述资料，分别编写对应数据格式的接口软件，然后提取上述各个工区测量数据所需的信息（组），并转换到入库前统一标准文本格式，利用航电数据管理系统数据导入功能对其入库，以及对测区信息逐个测区录入。

（4）对入库前数据作全面检查。采用OASIS软件处理各个频率段虚实分量的航电数据，并绘制成图，以逐个测区，及逐条测线进行检查。当发现问题时，视其轻重程度进行处理。

（5）数据库统调与系统测试。在统一操作环境下（Windows 2000网络操作系统、和SQL Server 2000数据库平台），将数据库各管理程序模块集成、统一调试，形成一个高度集成、相对较为独立，而又具有一定灵活性的数据库系统。

（6）对入库后数据作全面检查。各个测区的航电数据rpv统一标准输出格式输出，并绘制成图进行检查，确保入库前后的数据正确。

2. 数据库管理系统

（1）该系统功能可实现如下内容：①测量信息输入—录入各测区相关信息（如测区分布、工作量等），同时还实现信息增加、删除、修改。完成航电测量数据的格式转换并导入基于MS SQL Server 2000数据仓库。②检索、查询、浏览—根据测区编号、测区名、测量日期、用户感兴趣区来检索、查询测区，并可选择提供测区相关的测量信息或/和数据文件输出，或屏幕浏览，或打印输出。③数据库的安全实现—通过建立用户的使用权限来完成。该系统分三级用户管理，即一般用户：只能实现信息和数据浏览和复制；数据库管理者：具有修改和更新数据库内容的权限；系统管理者：除具有前两者的权限外，还可以建立或注销用户权限。④实用工具—完成对现有航电数据各种不同格式转换为统一的标准数据格式。

（2）数据库输入输出数据标准格式。输入格式：记录码（I10），测区编号（F8.1），测线号（I8），X坐标（F10.1），Y坐标（F12.1），3个高度（3F10.1），5个频率实、虚分量（10F10.1），5个备用字段（5F8.1），数据假值为—999999.0。输出格式同入库前标准格式。

3. 系统软硬件环境

硬件：微机，主频PIII500以上；硬盘容量大于20G，内存容量大于64Mb；网络服务器，主频PIII500以上服务器，或工作站。软件：中文Win98，Win2000和MS SQL Server 2000。

“航空物探综合解释系统”的框架设计

黄旭钊 徐 昆 梁月明

（中国国土资源航空物探遥感中心，北京，100083）

研制基于GIS平台上的航空物探综合解释系统，使各种地学信息以可视化的方式展现，改变人们的信息交流方式和信息综合与分析方式，从而改变传统的手工解释模式，实现机助解释。“建立在GIS平台上的航空物探综合解释系统”（AGRSGIS）是一个庞大的工程，从功能的扩充到数据库的安全与维护都要充分考虑，因此保持该系统的开放性显得尤为重要。整个系统采用面向对象设计，具有继承性、可靠性、可维护性和可扩充性。

1. 系统选型

①平台选取：选择能满足我们需要的、较为先进的国产地理信息系统软件MAPGIS作为应用系统的平台。②数据库选取：数据库选取SQL SERVER 7.0。航空物探综合解释包括大量的、不同类别的信息，通过分析解释还将生成中间性数据和最终解释数据。AGRSGIS必须象数据仓库一样，能够对源源不断产生的各种信息进行接纳与管理，数据的安全和效率是极其重要的。③开发工具的选取：采用VC++6.0 MFC面向对象开发。概括地说面向对象更加强调运用人类在日常的逻辑思维中经常采用的思想方法与原则，例如抽象、分类、继承、聚合、封装等等。在采用面向对象方法开发的系统中，以类的形式进行描述并通过对类的引用而创建的对象是系统的基本构成单位。

2. 体系结构

采用客户/服务器结构，其优点在于资源共享。它支持网络环境，具有可扩展性。

系统环境：客户端安装WIN98/NT或WINDOWS2000、MAPGIS；服务器端安装WIN98/NT或WINDOWS2000、SQL SERVER 7.0。

3. 层次结构

共分三层：第一层为数据库和文件系统；第二层为ODBC和MAPGIS软件平台；第三层为应用系统。

4. 程序设计

采用文档/视图结构，包括目录树和视图窗口。目录树相当于资源管理器，它根据我们对地学信息的分析、整理的结果，分门别类将其登记在册，集中统一管理。对于标准图幅的信息以单个图幅为一个结点信息。例如目录树的父结点表示航空物探的某个飞行测区，其子结点除包括该测区的地层岩浆岩、断裂、矿产、磁性参数、密度参数、电性参数、放射性参数、航磁异常、航电异常、航空伽玛能谱、地球化学及重力等基础信息外，还包括各种推断解释信息。视图窗口将目录树结点描述的信息以图形方式展示给用户，包含同一地理坐标的点、线、面文件可同时显示在同一窗口中。各种专业处理功能在菜单栏中描述。

5. 程序模块

程序模块由以下类组成：应用程序类、主窗口框架类、文档类、视图类、目录树数据源类、属性对话框类、统计查询类、磁场分区类、自动提取断裂类、岩性填图类等，随着程序功能的增加，可随时增加新的类。

6. 应用系统功能

该系统包括的主要功能有：测区管理、图形文件显示与编辑、空间数据与属性数据的相互查询、航空伽玛能谱数据统计、图形图像的叠加显示、图像的监督分类、磁场分区、断裂构造划分、人工神经网络法用于填图等功能。其它专业处理功能可随时增加到该系统中。

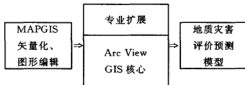
一种面向地质环境专业型的GHGIS系统集成方式

沈 芳[1] 黄润秋[2] 苗 放[3]

(1 中国科学院上海技术物理研究所，上海，200083；2、3 成都理工大学，成都，610059)

地质环境评价与地质灾害空间预测是环境地质工作者长期以来一直努力解决的问题，而这一评价预测是一个复杂的多源信息综合分析的过程。传统方法和研究手段已无法满足现阶段的需要。基于GIS（地理信息系统）技术的地质灾害空间评价预测，并形成面向专业型GIS系统，是提高环境评价、灾害监测预测、资源利用水平的重要途径。

在中国地质大学产品MAPGIS和ERSI公司产品Arc View GIS基础上，我们进行了专业扩展式集成研究。集成系统（GHGIS）由四部分构成：



GHGIS组成结构示意图

根据现有条件，有正版MAPGIS5.32和Arc View3.0a商业软件的使用权，以及按照避免重复开发、减少软件开发工作量的集成策略，GHGIS系统采用如下集成方式：

(1) MAPGIS以数据文件形式与Arc View进行交换。MAPGIS在完成地图数字化、图形编辑、投影变换及误差校正等工作之后，以Arc View平台可接受的E00或DXF数据格式输出此后，脱离MAPGIS平台。

(2)由于地质环境与灾害评价预测模型需要进行大量的数据处理和复杂运算，不适合直接采用Arc View自带编程工具Avenue编写程序。故这部分内容可采用标准开发环境Visual Basic for Application实现，并形成独立可执行程序。评价预测可执行模块以内嵌式与Arc View集成。集成采用Arc View内部面向对象程序设计与开发工具Avenue实现，使Arc View平台与评价预测模型之间形成一个具有无缝集成的操作环境。代码如下：

```
Exedir=av.GetProject.GetWorkDir
ExeName=ExeDir.AsString+ "GHGIS.exe"
System.Execute (ExeName)
```

(3) 利用ArcView扩展软件结构，将GHGIS中采用Avenue实现的灾害危险性区划子系统功能模块形成扩展模块Hazard extension。所形成的Hazard extension扩展模块与工程文件相互独立，在实际应用时可在工程文件中以插件方式装载（load），不用时可以卸载（unload）。插件式Hazard extension扩展模块可以实现软件产品与数据产品的相互独立。数据产品在更新或重建（重建工程文件）时，只需插入扩展模块进行组合就可发挥它的功能了。这种方式的实现方便了系统的推广与应用。

从功能上，GHGIS系统集成了不同平台的优势功能，如MAPGIS的图形编辑功能，ArcView的空间操作运算功能，用高级语言实现复杂科学计算的评价预测功能，最终由Avenue实现一个具有无缝集成的操作环境。这种集成方式的优点是：对于开发者，这种集成方式符合软件工程学要求的模块化开发原则，便于开发工作的组织管理，并且系统的运行性能良好；对于用户，这种方式开发出来的集成系统具有基本统一无缝的操作环境，方便了用户操作。缺点是必须掌握程序开发工具Avenue。

GHGIS系统目前已应用于西南山区地质环境评价与地质灾害空间预测中，并取得了理想的应用效果。

地震灾害评估中空间影像数据的坐标一致性处理

帅向华　成小平　杨亚莉

（中国地震局分析预报中心，北京，100036）

1. 问题与基本理论背景

随着GIS(Geographic Information System，地理信息系统)在城市地震灾害应急工作中深入开展和应用，以及GIS和RS (Remote Sensing，遥感) 技术的不断发展和相互渗透，空间影像数据在地震灾害评估中的应用成为新的热点。空间信息采集技术的特点是可迅速获取大量的、现势的城市地表分类地理信息，这些信息通过GIS技术能够与其它自然、社会、经济信息结合和应用。在地震灾害应急系统中这样的结合使用，既可以保证地震灾害应急地理信息系统的高效和稳定的信息源，又可在所获取的空间信息基础上进行及时处理、科学分析和综合信息提取，达到地震灾害监测、预测和应急决策的目的。

从信息技术专业角度看，空间影像数据为栅格数据。栅格数据与地理矢量数据通常需进行匹配处理以达到一致性。匹配处理最常用的方法是对栅格数据进行地理坐标的配准转换。栅格数据的转换包括栅格数据的重采样，重采样后的栅格数据的坐标轴和像元坐标与地理信息系统的工作投影相一致。如果输入栅格数据的地理投影类型已知，则数据转换将适用正转换方程。如果输入的栅格数据没有经过地理编码，那么可使用适合地面控制点的高阶多项式完成转换。栅格数据的转换过程是空间坐标和像素的实际属性值从一个栅格到另一个栅格的转换。新栅格中的像素值是根据一个或更多个相邻像素值来确定。常用的重采样方法包括最临近像元法插值法、二次线性插值法和三次卷积插值法。

2. 处理技术

在系统中使用的空间影像数据是泰安市城区航片，包括三幅黑白二值影像图。在该系统利用了地理信息系统软件 Arcinfo 进行相关的处理。处理过程分为三步：

(1) Register：为空间影像数据建立一定的地理参考。Register 应用六个参数的仿射变换为图像建立地理参考。最少需要三个控制点 (link)。Register 通过控制点利用仿射变换信息来计算比例尺、旋转和转换这些相应的值，为图像分配地图坐标。仿射变换不是完全的橡皮拉伸图像 (对图像作不同的比例尺、旋转)，而是要保持全局一致性的旋转、转换和比例尺。仿射变换最少要求建立 3 个控制点，这样 Register 可以准确定位其对应的地图位置，如多于 3 个控制点，则需要最小二乘法来最小化每个控制点之间的偏移量 (offset distance)，即尽量缩小图像坐标值和真实坐标之间的差距。

(2) Rectify：对空间影像数据进行仿射变换，转换影像数据坐标到地图坐标。提供三种插值计算方法：最临近像元法插值法，将输入图像的最近像素点的值作为输出图像像素点的值；双线性插值法，根据输入图像的最近的四个像素点的权重距离值进行插值计算获得的值作为输出像素点的值；三次卷积法，使用输入图像的最近的 16 个像素点的值对输出像素点的中心进行拟合得到的值作为输出图像像素点的值。

(3) 空间影像图的拼接。将图像转换为 grid 数据，在 grid 中进行拼接，并进行裁剪，然后转换为整幅图像。由于该图像已经经过仿射变换处理，具有与矢量数据一致性的坐标系统，可以和矢量图进行迭加完成其它分析处理与显示。

3. 结论

空间影像数据是GIS的主要数据源与更新手段，它可以大大提高地震灾害应急工作中数据的时效性。空间影像数据与GIS技术结合应用中，坐标一致性处理是关键性技术之一。

15. 空间大地测量与天文地球动力学

利用地形特征数研究构造活动性的初探

陈 颙[1] 王宝善[2]

(1 中国地震局，北京，100036；2 中国科学技术大学，合肥，230026)

地球自形成以来经历了无数次的构造运动，这些运动造成地表千差万别的地貌形态。随着研究的深入，人们逐渐将目光转移到可能造成导致重大自然灾害的活动构造上来。由于构造活动的复杂性，目前尚无很好区分活动构造与非活动构造的办法。地表地形，是构造活动和长期外力共同作用的结果，能从某种程度上反映该地构造运动的活动性。我们认为随着时间的迁移，原始的地形、地貌在外力的作用下，其棱角逐渐被磨去，变得越来越平坦，从分形的角度看就是分维数会越来越小并趋于1。本文对陕西定边—青海斑玛长900多km的高程数据进行了分析。用功率谱的方法求出其地形分维数的变化，并讨论了不同计算参数对结果的影响。将测线分维数与另外一条临近测线P—波速度结构图进行了对比，发现这两者存在较好的对应关系。本文是利用地形特征探究构造活动性的一次尝试。

分形作为强有力的工具被广泛应用于分析物体表面。这种表面可以小到金属材料、岩石的断裂面，也可以大到地球表面。这些表面具有分数维、有连续的幂指数频谱而没有特征频率，且在很宽的范围内是标度不变的。分维数（D）是分形对象的标志性的参数。对于自仿射分形的表面进行空间的功率谱分析存在如下的幂率：

$$\log S(\omega) = -\beta \log\omega + \alpha \tag{1}$$

式中S为功率谱，$\omega = 2\pi/T$ 为空间频率，β 为幂指数。且有分维数：

$$D = (5-\beta)/2 \tag{2}$$

对于数字化的高程数据，我们首先投影到一条直线上。在投影过程中我们将经、纬度坐标转化成距离(以其东北端的陕西定边为起点)。而后进行等间距的线性插值，使之适合于功率谱分析。插值之后的数据每两个数据点之间代表水平间距100m。对插值之后的数据进行不同参数的空间功率谱分析；在适当的截取之后，利用公式（1），对功率谱的对数与空间频率的对数进行最小二乘法拟合。计算的典型的功率谱及线性拟合结果与Fox等的吻合，这也进一步说明了，该地区地形剖面具有分形的特征。在数据处理的过程中，对于整条测线（插值后）9000多个点。我们分别采用以512、1024、2048和4096（分别对应51.2、102.4、204.8和409.6Km）个点为宽度（均50个点为步长进行滑移）。另外还将整条侧线作为一组数进行了同样操作。对整条测线其分维数为1.47。将每个滑动窗的分维数标于其中点。根据不同宽度的计算结果，我们得到：1、窗口宽度越小，分维数的变化范围越大。小窗口的计算数据比较少，结果受个别极值的影响比较大，导致误差较大。2、平均值（除窗口为512外）都比较接近，且均在1.5附近。3、不同窗口宽度结果有很大差异，但是在某些地方都表现出极值。这些极值说明在这些地区可能具有与其临近地区不同的性质。4、窗口宽度越大其拟合误差越小。

玛沁—兰州—靖边地震测深剖面揭示了地下二维速度结构和构造特征。在玛沁和海源地下10～20km处均存在水平宽度约为200km的低速区，且某些地层界面模糊。这些地质和地球物理特征说明该地区的构造运动比较复杂。两条测线距离很近，我们可以进行粗略的对比。由于两测线均经过陕西定边，我们以定边为基点进行比较。玛沁和海源分别约距离定边200和800km，而在分维数结果图上（宽度为2048时）我们也能看出在距离定边200和800km处的分维数都较高。这说明地下的构造与地形和地貌之间可能存在某种联系。

另外，我们还发现在该测线上两个高分维数的点的附近都有较低（低于平均值）的分维数存在，这种现象在全球的很多地区都存在。这有可能有更深层次的机理。

用地磁倒转模型模拟地磁极性转化期间外核流场

薛霆啸　傅容珊　董树谦

（中国科学技术大学地球和空间科学系，合肥，230026）

在地磁学中，地磁倒转现象一直没有得到很好的解释。由大量地磁资料显示，近百年来地磁偶极矩一直是单调衰减的，其衰减速率 10 年可达 5%，另外，非偶极子分量也有向西漂移的现象。将麦克斯维理论运用到外核中，并忽略磁的扩散效应，就可得到：

$$\dot{B}=\nabla\times(u\times B) \tag{1}$$

进一步假定在 CMB 以上的地幔中电导率可以忽略，那么在地幔中磁势满足拉普拉斯定律：

$$\nabla^2 W=0 \quad (2), \qquad B=-\nabla W \tag{3}$$

磁场可以用球谐函数形式展开

$$W(r,\theta,\varphi)=a\sum_{n=1}^{\infty}\sum_{m=0}^{n}\left[\left(\frac{a}{r}\right)^{n+1}(g_n^m\cos m\varphi+h_n^m\sin m\varphi)P_n^m(\sin\theta)\right] \tag{4}$$

其中的各项球谐系数可以从地面的磁数据求得。并且在 CMB 上，磁场的径向分量连续。有了这些模型和假设，可以大致得反演外核中流场的情况。不过由于反演的结果存在多解性，有必要加入各种不同的强制约束，例如地转约束条件（科里奥利力占主要的平衡项）。方程（1）中的各量都可以展开成球函数，那么球谐系数之间就有矩阵关系式：

$$\dot{m}=(E_r : G_r)\begin{pmatrix}t\\ s\end{pmatrix} \tag{5a}$$

简写为

$$D\begin{pmatrix}t\\ s\end{pmatrix}=\dot{m} \tag{5b}$$

其中 m、t、s 分别表示感应磁场径向分量、速度场的环形和极性分量的球谐系数。

另外，为了解决非唯一解的问题，加入地转运动的约束也可以写为矩阵关系：

$$D_1\begin{pmatrix}t\\ s\end{pmatrix}=0 \tag{6}$$

那么反演速度场 t、s，就是一个线性反演问题，其解可以表示为

$$v=\{D^T R^{-1}_{BB} D+D_1^T R^{-1}_{BB} D_1+K^2 R_{uu}^{-1}\}^{-1}\times D^T R^{-1}_{BB} b \tag{7}$$

虽然可以有不同的约束条件，但是不同的约束得到的流场的结果大致相同。所有这些结果都是根据近百年的地磁数据得到的结果。为了了解地磁极倒转过程中外核流场的变化，就必须建立地磁倒转期间磁场模型，用数值模拟此过程期间的核运动。

运用刘青松、朱日祥等人的极性转换期间地球磁场的统计模型：用马尔可夫过程来描述非偶极子场的高斯系数及 g_1^1 和 h_1^1 随时间演化过程：

$$g_n^m(t)=A_g(t)(ag_n^m(t-1)+\varepsilon_{gt}) \qquad h_n^m(t)=A_h(t)(ah_n^m(t-1)+\varepsilon_{ht}) \tag{8}$$

而 $g_1^0(t)$ 采用以下形式描述：

$$g_1^0(t)=\bar{g}_1^0+a(g_1^0(t-1)-\bar{g}_1^0(t-1))+\varepsilon_t \tag{9}$$

有了这个模型就可以模拟地极转换期间的流场变化了，继而可以进一步探讨此过程中核幔耦合和日长变化。

台湾岛在向大陆运动

李延兴 胡新康 帅 平 耿 洪

（中国地震局第一地形变监测中心，天津，300180）

1. 参考框架的统一

福建GPS网有15个GPS站，分别于1995、1997和1999年进行了观测。在数据处理时，使用了10个IGS永久站的数据，得到了25个GPS站相对于ITRF97框架的站速度。然后将地心坐标系下的站速度转换为站心坐标系下的站速度。台湾的大地测量工作者与菲律宾合作在台湾和吕宋地区建立了一个GPS网，该网有38个GPS站，分别于1996、1997和1998年进行了观测。在数据处理时，使用了9个IGS永久站的数据，得到了47个GPS站相对于ITRF96框架的站坐标和站速度，以上海GPS站为参考站，得到GPS网的站速度。为了统一研究福建台湾地区的地壳运动与应变，必须将两个网的参考框架统一。这两个网在数据处理时，所使用的IGS站中，LHAS、SHA0、TSKB、XIAN、TAIW、WUHN和IISC7个GPS站是共用的。根据共用站在两个框架中的站速度（v_e、v_n），用式（1）可实现参考框架的统一。

$$\begin{bmatrix} v_e \\ v_n \end{bmatrix}_F = \begin{bmatrix} v_e \\ v_n \end{bmatrix}_T + \begin{bmatrix} -r\sin\varphi\cos\lambda & -r\sin\lambda\sin\varphi & r\cos\varphi \\ r\sin\lambda & -r\cos\lambda & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \omega_x \\ \omega_y \\ \omega_z \end{bmatrix} \tag{1}$$

式（1）中 $[v_e、v_n]_F$ 和 $[v_e、v_n]_T$ 分别为福建沿海和台湾—吕宋GPS网框架中共用站（λ、φ）的速度分量，r 为地球平均半径，ω_x、ω_y、ω_z 为旋转参数。

2. 台湾岛相对于福建的水平运动

（1）速度场分析法　在台湾—吕宋GPS网中，选择台湾岛上的15个GPS站和台湾岛西边一个小岛上的1个GPS站，共16个GPS站组成台湾岛GPS网。在福建省，以 $\varphi=23°N$ 和 $\varphi=27°N$ 为南北边界，以 $\lambda=116°$ 为西边界，以海岸线为东边界，作为沿海地区。本区内共有15个GPS站，组成福建沿海GPS网。以公式（2）作为块体运动的计算模型。

$$\begin{bmatrix} v_e \\ v_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -r\sin\varphi\cos\lambda & -r\sin\lambda\sin\varphi & r\cos\varphi \\ r\sin\lambda & -r\cos\lambda & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \omega_x \\ \omega_y \\ \omega_z \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_e & \varepsilon_{en} \\ \varepsilon_{ne} & \varepsilon_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} (\lambda-\lambda_0)\ r\cos\varphi \\ (\varphi-\varphi_0)\ r \end{bmatrix} \tag{2}$$

根据台湾岛和福建沿海GPS网的站速度（v_e、v_n），分别计算两个GPS网的旋转参数（ω_x、ω_y、ω_z）和应变参数（ε_e、ε_{en}、ε_{ne}、ε_n），以及每个网中心点的坐标和运动速度，计算结果表明，台湾岛沿着北西65.47°的方向，每年以24.73mm的速度向福建沿岸运动。

（2）应变场分析法　将福建沿海和台湾岛作为一个块体，这个块体上共有31个GPS站，根据这些站的速度，用公式（2）其计算旋转参数和应变参数，结果表明，这个地块的主压应变率为 -8.5233×10^{-8}/年、方向为北西46.06°。福建沿海地区的几何中心与台湾岛的几何中心相距319.21千米，方向北西51.93°、由应变参数计算，这个方向上的压应变率为 -8.2603×10^{-8}/年，由此计算得到台湾福建之间距离缩短速率为26.37mm/年。这个速度在北西65.47°方向的分量为25.63mm/年。

由速度场分析法和应变场分析法计算的台湾相对于福建沿海的水平运动速度（方向为北西65.47°）分别为24.73mm/年和25.63mm/年，二者十分接近，互差为0.9mm/年，小于运动速率的4%，其平均值 $v=$ 25.18mm/年。福建沿海几何中心与台湾岛几何中心之间的海面距离为170千米，如果台湾岛相对福建沿海的运动速率和方向保持不变，680万年后，台湾岛将与福建沿海连接起来。

利用测高资料构制中国南海 3600 阶地球重力场模型

陆 洋[1] 张克非[3] 许厚泽[1]

(1 中国科学院测量与地球物理研究所，武汉，430077；
2 Department of Geospatial Science，GPO Box 2476V，Melbourne Vic3001，Australia)

用重力扰动位的球谐或椭球谐函数的系数集合表示的地球重力场模型，是对地球重力场量（或位）的数学拟合和逼近，它把现存的地面与空间的大量数据变为人们可以理解和应用的信息。因而地球重力场模型在空间技术、大地测量学、地球物理学、地球动力学、海洋学和军事应用等学科和领域得到了广泛应用。

目前展开阶次最高的重力场模型是 G. Wenzel 计算的 GPM98 系列（展开至 1800 阶），其中 GPM98C 模型的计算采用了截断赋权法，即前 20 阶采用 EGM96 模型的系数，从 21 阶到 1800 阶则由 5′×5′重力异常迭代积分计算。检验结果表明该模型在中国区域还不甚理想（计算重力异常的精度在中国大陆约$\pm26\times10^{-5}ms^{-2}$，海域约$\pm16\times10^{-5}ms^{-2}$），然它毕竟是一种挑战和突破，代表了重力场模型发展趋势之一。本研究在此基础上，由高分辨率重力异常，构制中国南海及邻域甚高阶局部地球重力场模型 IGG-SCS00B，使其表示中国南海及邻域重力异常的精度和分辨率得到提高。

1. 甚高阶重力位模型构制

建模方法为局部积分改进法，主要思想：全球重力场模型相对于局部区域的重力异常存在着一定的差异，定义为局部区域的剩余重力异常。对剩余重力异常进行局部积分计算，修正全球模型的高阶部分，并增补甚高阶部分的系数，得到符合于该区域的新的甚高阶局部重力场模型。本文研究区域为中国南海及邻域（0°～25°N，105°～122°E），所用的数据来源于美国 Scripps Institution of Oceanography 的 D. T. Sandwell 等计算的全球 2′×2′海洋重力异常、该数据组由 Geosat 和 ERS－1 两颗测高卫星的沿轨迹海面高倾斜数据，采用逆 Vening-Meinesz 公式计算得到，与船测重力比较全球平均偏差为$\pm4\sim7\times10^{-5}ms^{-2}$。由此数据组构成中国南海及邻域 3′×3′平均重力异常共 97362 个子块，该区域的剩余重力异常均方差为$\pm9.8\times10^{-5}ms^{-2}$，其包含的信息频段主要为 6′～3′的超高频部分（即 1800—3600 阶次）以及中、低、高频残差部分（小于 1800 阶次），由此计算的系数修正值也含相应的信息。参考模型采用 GPM98C（1800 阶次），修正位系数的权函数使用谱权综合形式。计算过程采用快速付里叶变换技术，并根据 M. Gerstl 给出的判断条件，选择 Legendre 函数积分运算的递推形式。最后计算得到展开至 3600 阶次的新模型 IGG-SCS00B。

2. 模型结果分析比较

(1) 平均重力异常比较：新模型 IGG-SCS00B 表示重力异常的精度为$\pm3.2\times10^{-5}ms^{-2}$，比参考模型 GPM98C 提高了二倍，分辨率提高了一倍；最大和最小误差值降低了 2～3 倍，较大误差的比率明显降低。新模型所表示的重力异常包含了更多的重力场高频信息，其描述重力场精细结构的能力得到了明显提高。

(2) 测高大地水准面起伏比较：根据 Y. M. Wang 的全球测高平均海面高数据，归算南海及邻域 3′×3′平均测高大地水准面起伏，作为参考与模型计算值进行比较，新模型计算的偏差均方差为±0.30m，较原始参考模型减小了 2.5cm；最大和最小偏差值也相应减小。所有偏差减小的幅度均不太大，符合大地水准面的频谱分布特性。重要的是分辨率得到提高。

3. 结论

甚高阶局部重力场模型的构制可以不受全球数据分布的制约在纬度较低的局部地区得以实现，新模型容纳了更多的重力场高频信息，能更好地描述局部重力场的精细结构。

本研究由国家自然科学基金项目（批准号：49634140）、中国科学院项目 KZCX2－106 资助。

LAGEOS 卫星全球快速标准点数据精度的评估

朱元兰 冯初刚

（中国科学院天文地球动力学研究中心，上海，200030）

作为全球的资料分析中心之一，上海天文台对1999年全球的四十多个台站的SLR快速标准点资料进行了分析处理。本文对此工作进行了综述，介绍了全球SLR资料快速分析处理的方法和定轨模型，对各个SLR站的观测结果进行了评估，给出了各测站的距离偏差，时间偏差以及所能达到的测距精度。每三天一个弧段LAGEOS卫星定轨的rms为1厘米左右，与美国空间研究中心CSR的定轨结果相当。

1. 引言

近几年来随着卫星激光测距SLR技术的发展，测距精度有了显著的提高，全球好的SLR测站单次测距的精度已达亚厘米级。上海天文台作为全球SLR资料分析处理中心之一，近二年来致力于全球40多个SLR测站测距资料进行快速处理，对全球各SLR站的测距结果进行评估，给出各测站的观测系统误差（即距离偏差和时间偏差）以及测距精度，实现激光卫星的快速精密定轨。从1999年9月份开始，我们已在网上定期发表了全球LAGEOSl、LAGEOS2两颗卫星的全球SLR观测资料的分析报告。分析报告所给出的结果对全球SLR资料的应用和各SLR测站系统误差的分析，及时发现观测中存在的问题和测距精度的进一步提高，具有重要的参考意义。

2. 全球资料快速处理的分析报告

从1999年9月开始，我们已在网上定期发布全球SIR测站对LAGEOSl、LAGEOS2两个激光卫星观测资料的分析报告（网址为：certer.shao.ac.cn）分析报告每半个月一次，2000年一月开始每星期一次，每个观测弧段均有一行分析结果。站号、观测起始时刻、观测弧段的长度（时间以分为单位），每个弧段中的资料数、在处理中被剔除的资料数、该观测弧段的距离偏差（即（4）式中的$\bar{b}$，单位：毫米），时间偏差（即（4）式中的$\bar{\tau}$，单位：微秒），观测拟合轨道的rms（即$\Delta\rho=\rho_0-\rho_c$的均方差σ），观测的精度估计（即经距离—时间偏差改正的残差均方差σ'）。LAGEOS1观测资料快速处理的分析报告，由于整个分析报告太长，在这里仅列出了国内三个激光站7237（长春），7249（北京），7837（上海）和全球部分较好的SLR站如7110（美），7090（澳），7839（奥），7810（瑞士）的分析结果。1999年度全球各SLR测站o—c残差的均方差（rms）的每月平均值、观测的弧段数和观测点数，1999年度每三天一个弧段的LAGEOS卫星定轨的rms作为一个比对表中已列出了美国空间研究中心的结果。目前全球SLR网大部分测站的观测精度（去除距离偏差—时间偏差后），均可优于1厘米，好的测站的o—c残差的均方差（rms）约为1～2厘米与LAGEOS的定轨精度相符，对我国的SLR测站来说，7837（上海站）全年的o－c的rms均小于3厘米，观测比较稳定，但与全球好的SLR站相比尚有一定的差距，7237（长春站）的观测弧段和观测点数都不少，全年观测的o－c的rms为2～3厘米，但观测的稳定性稍差，有时候很好，有时候较差，说明该站有很大潜力可挖。7249（北京站）是个新站，观测结果尚不理想，需加快赶超。对全球整个SLR网来说，为了提高SLR技术的应用精度，关键问题是如何减小观测过程中的系统差（时间偏差和测距偏差）以及如何提高定轨精度，我们在1999年度的定轨结果对LAGEOS卫星每三天一个弧段的定轨的rms为1厘米左右，与著名的美国空间研究中心CSR的定轨结果相当。

估算站坐标时应注意的问题

冯初刚

（中国科学院上海天文台，上海，200030）

用 SLR 资料定轨时，测站坐标要用如下公式计算：

(1) $X(t)=X(t_0)+v_{plate}\cdot(t-t_0)+\Sigma\Delta X_{tides}(t)$；$t\in[t_1,t_2]$

式中：$X(t_0)$ 为某一参考坐标系的历元时刻 T_0 的某一测站的坐标矢量；V_{plate} 为某一参考坐标系中某一测站的速度矢量，由板块模型提供或参考坐标系提供；$\Sigma\Delta X_{tides}(t)$ 为随时间变化的各种效应（包括固体潮位移、海洋负荷、大气负荷、冰后期回弹等）的改正，是周期变化的量，从理论上说，可用相应的模型计算；$X(t)$ 为某一时刻 T 的某一测站的坐标矢量。

在 SLR 中，估算测站坐标时，采用的公式为：

$\frac{\partial\rho}{\partial X(t)}=\frac{-\vec{\rho}}{\rho}$。$\rho=|R(t)-X(t)|$；$R(t)$ 为某一参考坐标系中卫星的坐标矢量；$\vec{\rho}$ 是测站到卫星的矢量，ρ 是测站到卫星的距离，亦即 $\vec{\rho}$ 矢量的大小。因为，

(2) $\frac{\partial\rho}{\partial X(t)}=\frac{\partial|R(t)-X(t)|}{\partial\rho}=\frac{-\vec{\rho}}{\rho}$，而 $\frac{\partial\rho}{\partial X(t_0)}=\frac{\partial\rho}{\partial X(t)}\cdot\frac{\partial X(t)}{\partial X(t_0)}=\frac{\partial\rho}{\partial X(t)}$，

上边的分析证明，在 SLR 中只要用了公式 (1)，那么，估算测站坐标时实际上用的是测距 $\vec{\rho}$ 对 $X(t_0)$ 的偏导。因此，在估算过程中，虽然用的是 $[T_1,T_2]$ 时期的资料，但是估出的应该是历元时刻 T_0 的测站坐标 $\hat{X}_{T_0}(t_i)$。而 t_i 为该站在 $[T_1,T_2]$ 时期的资料的加权平均时刻。若需要 t_i 时刻的测站坐标解 $\hat{X}(t_i)$ 应按下式求得：

(3) $\hat{X}(t_i)=\hat{X}_{T_0}(t_i)+v_{plate}\cdot(t_i-t_0)$。

用 SLR 资料求解某测站坐标，该站资料要有卫星上升和下降弧段时的观测资料，全球资料的时间跨度至少要几天。如果要解所有测站的坐标（有观测资料），并且希望有个稳定的解，那么，全球资料的时间跨度需要几十天。在此，我们取全球资料的时间跨度是 90 天。公式 (1) 的 $\Sigma\Delta X_{tides}(t_i)$ 项中周期大于 90 天的那些改正（由于量级很小，模型中没有）可能会对 $\hat{X}_{T_0}(t_i)$ 有影响，进而影响 (3) 式的结果。

如果，在估算过程中，采用的是无基准方法。那么，解得的测站坐标 $\hat{X}(t_i)$ 应按 t 参数模型转换到 t_i 时刻的某一参考坐标系（提供测站速度矢量的参考坐标系）。亦即，先将 (1) 式中的 t 换成 t_i 再减去 (3) 式。实际效果相当于直接将 $X(t_0)$ 减去 $\hat{X}_{T_0}(t_i)$，然后按七参数模型解出七参数，再将 $\hat{X}_{T_0}(t_i)$ 按七参数模型转换到 t_i 时刻某一参考坐标系 $\hat{X}(t_i)$。如果，在估算过程中，有基准的，那么 $\hat{X}(t_i)$ 就是 $\hat{X}(t_i)$。

相对于较长的时间序列，我们可以求得一系列这样的解：$\hat{X}_{T_0}(t_i)$ $(i=1,2,\cdots,n)$。从中可以求出 $\hat{X}_{T_0}$ 那么 $\hat{X}_{T_0}$ 表示了什么物理意义？其实把 (3) 式的两边对 t_i 求导，可以得到

(4) $\frac{\partial\hat{X}(t_i)}{\partial t_i}=\frac{\partial\hat{X}_{T_0}(t_i)}{\partial t_i}+v_{plate}\Rightarrow\dot{\hat{X}}=\dot{\hat{X}}_{T_0}+v_{plate}$

$\dot{\hat{X}}$ 是该参考坐标系中某一测站坐标速度矢量。v_{plate} 是该参考坐标系提供的该测站坐标速度矢量。而 $\dot{\hat{X}}_{T_0}$ 就是"在该参考坐标系中该测站坐标速度矢量 v_{plate} 的改正值"，或者是"该测站对该板块 v_{plate} 的相对运动"。

$\dot{\hat{X}}=\dot{\hat{X}}_{T_0}+v_{plate}$ 就是"要求的该参考坐标系中某一时刻 t_i 某一测站的坐标速度矢量"。以上两点需要引起注意。

预测重大灾害的天文学方法与能量放大器

杨学祥

(吉林大学，长春，130026；中国科学院国家天文观测中心，北京，100012)

长期的国内外研究表明，影响全球气候变化的能量可能被某种反馈机制所放大，引起极端气候的剧烈动荡。冰雪光反射效应、温室效应、地磁层和臭氧洞漏能效应、强潮汐和火山活动的短期致冷和长期致热效应、海洋锅炉效应、海底藏冷效应（包括冷水吸收 CO_2）、太阳风压缩地球磁场加强核幔角动量交换导致热幔柱喷发等都是能量的放大机制。

赤道和两极的最大温差可加强大气环流、西风漂流和秘鲁寒流，形成拉尼娜冷事件；反之，则形成厄尔尼诺热事件。它们亦受轨道控制。在太阳活动高值期，强太阳风暴中的高能粒子沿磁力线进入大气层两极区，降低赤道与两极的温差，有利于厄尔尼诺热事件的形成；反之，太阳活动低值期则有利于拉尼娜冷事件的形成。这种强化反馈作用是致热(冷)能量的重要放大机制，也是太阳活动低值对应15～19世纪小冰期的原因。公元1800年前后200年分别发生51和81次厄尔尼诺事件，表明太阳活动高值期有利于厄尔尼诺事件发生。

月球与强潮汐、地球排气、厄尔尼诺、臭氧洞扩大、旱涝、地震有关系的重要条件是“近地点兼朔、望”，以及月球赤纬角变化（极大/小值对应涝/旱年）和各大行星的配合。张元东称之为“特殊天象组合期”。特殊天象组合期在1987年（厄尔尼诺年）有10个，在1988和1989年各有4个。在特殊天象组合期多发期间，日、月、行星的引潮力相互加强，使地球的扁率变化最大，地球排气排液最强烈，对厄尔尼诺有明显的影响。2～3月和8～9月的交食、强太阳风暴和行星冲日有利于厄尔尼诺形成（地壳形变与地震，2000，20(3)：39～48）。

杜乐天等（中国地球物理学会年刊2000，309）对2000年3月初到4月中旬每小时的卫星热红外图像连续观察，发现沙尘暴灾区（冀北——内蒙古南）至少从3月初就一直发生异常的地球排气增温。1月25日—4月7日和7月30日～11月16日地球扁率变大，北纬35度以北地区和南纬35度以南地区地壳容积变小，南北纬35度之间地区地壳容积变大，地幔流体将从高纬度向低纬度流动或从断裂带排出。厄尔尼诺事件一般发生在圣诞节（12月25日）前后，这是因为11月18日～1月23日地球扁率变小自转变快，低纬度地壳容积变小，地幔排气强烈的缘故。与此同时，近日点增强的太阳风使内核产生向光运动，挤压地幔向南纬23.5度（太阳直射点）上涌，在秘鲁和厄瓜多尔西边海域的加拉帕戈斯三合点和热点喷山。东太平洋海隆有加拉帕戈斯三合点，中太平洋莱恩群岛一带有活火山分布，太平洋暖池与地幔热气排放相关。Herbert Shaw 等估计，海底火山比大陆火山要强烈得多，平均每年至少有 $100km^3$ 的岩浆溢出海底，释放的热能为 $4.5\times10^{21}J$。海底火山喷发对气候产生更重大影响。侯章栓和李晓东对近百年全球气候变化与外强迫因子信号检测表明，火山活动是影响ENSO的最重要的外强迫因子。刘厚赞等模拟出海底火山喷发形成类似1986～1987年和1991～1992年厄尔尼诺事件形成发展的全过程。模拟试验表明，冷水下沉和热水上升，都是沿类似热幔柱状的连续通道上下运动，与周围热交换极少，符合刘厚赞等模拟计算结果，即地幔排出的热液会很快覆盖海洋表面。张元东提出，2001年是太阳活动双峰年，特殊天象组合期有8个：6月21～24日、9月16日、1月10日、8月19日、2月8日、10月15~17日、7月21日、3月8～10日。2001年3月末发生强太阳风暴。可以预测，地球自转在1月开始异常减慢，6月强度增大，9月达到最强，最慢时段在10月末11月初，是一个厄尔尼诺年，至少是一个灾害年（中国学术期刊文摘，1999，5(12)：1519）。认真研究天文周期导致灾害发生的机制，精确测量相关参数，可提高预测重大灾害的水平。

国家自然科学基金（No.49774228）资助。

日长十年尺度变化与地磁长期变化的相关性研究

龙海丽[1] 康国发[2]

(1 中国地震局地球物理研究所，北京，100081；2 云南大学地球科学系，昆明，650091)

地球自转日长变化与地球物理因素之间的关系一直是地球科学研究的热点问题。研究表明，大气和海洋是日长年际变化的主要激发源。日长变化的十年时间尺度波动一般认为是核幔耦合引起的。由日长资料推导出的日长十年尺度波动所需的力矩为 10^{18}NM，而地核是充分活跃的部分，它的质量足能使地球自转变化在十年时间尺度上达到所观测的量。对地球核幔耦合的地球物理机制有较多争论，主要的观点有电磁耦合、地形耦合、力学耦合、惯性耦合等。电磁耦合是人们最为关注的一种耦合形式。在地面观测的地球物理资料中，能够反应地核变化的主要是地磁观测资料。例如早在 1683 年，E. Halley 就发现了在不同时期的地磁图上等偏角线的漂移，即场的特征量相对固体地球向西漂移，并预言了外核的流动。

地磁长期变化的参数中，地磁场西向漂移被认为是核幔的某种耦合证据。西向漂移速率的变化表明在核幔之间存在较差自转变化，并意味着核幔间发生角动量交换和地幔自转有变化。许多研究者已指出，日长十年尺度变化和地磁长期变化有相似的时间变化特征（如 S. Yoshida and Y. Hamano，1995；J. Wicht and D. Jault，1999）。

本文利用最新的地磁场模型 IGRF2000 计算 1900 年以来的地磁长期变化参量，并与同一时段天文观测的日长变化资料进行互相关分析，计算时滞相关系数，分析它们之间的相关规律。采用的地磁长期变化参量有反映地磁场强度的参量：空间功率谱 W (n)、偶极子磁矩 M 和高斯系数 g_1^0 三个参数的时间变化率 $\dot{W}$ (n)、$\dot{M}$ 和 $\dot{g}_1^0$。反映地磁场西向漂移的参量有：偏心偶极子位置的西向漂移率 λ_c^0；谐波分量中不同谐波分量的漂移率 λ_n^m，主要分析低阶谐波的漂移率 λ_2^1 和 λ_2^2；用全场速度法计算的地磁场各阶谐波分量的平均漂移率 U (n)。同时，按 A. Bhattacharyya (1998) 给出的核幔电磁耦合力矩模型，将地面磁场下推至核幔界面计算电磁耦合力矩。计算中地核电导分别取 5×10^7S、10^8S 和 5×10^8S 三种模式。耦合界面距地心的距离分别取①外核半径 3480km，②下地幔 D″层的平均半径 3740km，③根据地磁功率谱分析得出的非偶极子磁场的等效磁源位置 3300km (Nevanlinna，1987)，用上述三种耦合半径分别计算电磁耦合力矩。

结果表明，1900 年以来各个地磁长期变化参量与日长变化序列相比，在变化形态上有的地磁参量与日长变化相近，有的参量差一定差距。用互相关分析方法计算出各个地磁参量与日长变化的互相关系数中，只有一部分地磁场参量与日长变化相关。U (n)、$\dot{g}_1^0$ 和三阶以上的谐波分量的西向漂移率与日长变化的相关系数均小于 0.5，相关的程度低。λ_2^2 与日长变化为反相关，相关系数是 0.69，没有相位延迟。其他参量与日长变化存在延迟相关，其中漂移分量与强度分量反映的时间延迟明显不同。强度分量 $\dot{W}$ (n) 和 $\dot{M}$ 比日长变化平均超前 10 年，相关系数分别为 0.78 和 0.73，这一结果与 Le Mouël et al (1981) 研究 1860～1980 年巴黎地区磁偏角的变化率与日长变化的关系时得出的地磁场比日长变化早发生 5～15 年的结论基本一致。西向漂移分量与日长变化的相关系数中，λ_2^1 和 λ_c^0 的相关特性相同，都是比日长变化滞后大约 10 年，相关系数分别为 0.77 和 0.72。

电磁耦合力矩的计算表明，不同的电导率模式和耦合半径对耦合力矩的计算结果影响较大。电导为 5×10^8S，耦合半径为 3300km 时，计算的电磁力矩在 10^{18}NM 量级，与日长 10 年尺度变化所需的量级一致，其它的电导模式和耦合半径计算的电磁力矩在 10^{16}～10^{17}NM 的量级。因此，地核的电导率和耦合力矩所处的界面是决定电磁力矩的两个主要因素。

地震时的潮汐应力作用与月日位置

吴小平[1] 黄 雍[2]

（1 云南大学地球科学系，昆明，650091；2 云南省地震局，昆明，650041）

1. 引言

70年代，由月震仪得到的月震记录资料显示，月震的发生存在一个明显的大约27天的周期，这是地球在月球上产生的引潮力的主要周期，说明引潮力能够引起或触发月震。从潮汐应力和地震机制角度看，地震应力是构造应力和潮汐应力的叠加，当地震断层及附近的构造应力达到岩石破裂滑动的临界状态时，若受到适当方向上的潮汐应力，就会对地震断层产生一个促滑作用，从而触发地震。本文目的是将潮汐应力作用机制与日月位置两方面的研究相结合，试图得到具有潮汐触发物理机制的地震时的日月位置参数分布图象。

2. 方法与资料

根据由震源机制解反演的中国现代构造应力场结果，将中国大陆及邻区划分为7个构造区，它们分别是：1区：华南及台湾区；2区：华北及邻区；3区：中国中部南段及邻区（云南及邻区）；4区：中国中部中段（四川及西藏东部）；5区：中国中部北段及邻区（青海、甘肃、内蒙）；6区：西藏西部及其邻区；7区：新疆及其邻区。以这7个构造区域上的地震为研究对象，地震数据来源于《中国及邻区地震震源机制》中的中国及邻区地震震源机制解数据库。由于要计算发震时刻震源处沿地震主压应力P轴和主张应力T轴方向的潮汐应力，故要求发震时刻、震源位置、P、T轴方位及仰角数据完整。

地震主应力方向的附加潮汐应力的计算分三个步骤：①根据开尔文的计算方法分别计算月、日于震源处产生的球坐标下的潮汐应力分量；②将球坐标下的潮汐应力分量转换为震源直角坐标下的分量后进行迭加；③将日月共同作用时产生的震源直角坐标下的潮汐应力分量转换为地震应力主轴坐标系（P，T，N）下的应力分量，由此得到沿地震主压应力P轴与主张应力T轴方向的附加潮汐应力σ_P、σ_T。然后应用文献[1]的方法对σ_P、σ_T的作用类型进行判断，凡属于增压型和减压型范围的，则认为其相应的地震断层受到了潮汐应力的促滑作用，即相应的地震受到了潮汐应力的触发作用。若σ_P、σ_T不属于上述类型范围，则认为相应的地震没有受到潮汐应力的触发作用。最后，对各构造区受到潮汐触发作用的地震发震时的月、日黄径差和月、日赤纬进行计算。得到各区受潮汐触发作用的地震发震时的地震频次随月、日黄径差的分布图及月、日赤纬分布图。

3. 结果

受潮汐应力触发作用地震的频次随月日黄径差的分布图象在各个构造区域并不完全相同，优势分布在朔及朔后4天内的有三个区（2、3、7区），在望前后的有两个区（1、6区），在下弦附近的有一个区（4区）。这些分布图象说明朔望附近的确是地震高发危险期，我国大陆最主要的三个地震区：河北、云南、新疆均属于地震危险期在朔附近的地区。广东、台湾和西藏西部属于地震危险期在望附近的地区。

7个区域上受潮汐应力触发作用的地震发震时刻的日月赤纬分布图有很大的区别。有的有明显的日赤纬特征，如3区，日赤纬有低、中、高三条密集分布带；有的有明显的月赤纬特征，如2区有中高月赤纬密集分布带；有的有明显的日月赤纬综合特征，如1区的2、4象限优势分布，7区的四个象限呈对称‘X’形分布，4区和6区的正负日赤纬区间上的月赤纬分布范围发生变化，这些都说明受潮汐触发作用的地震时的日、月赤纬分布有很强的构造区域特性。

参考文献：

[1] 吴小平等，地球物理学报，42（增刊），1999

地壳运动力源探讨——再论地球自转是地壳运动主导能源

池顺良[1] 骆鸣津[2]

(1 鹤壁市地震局，458000；2 河南省地震局，450000)

诸多地壳运动理论，都在力源上遇到困难。地幔对流因提供板块运动的动力而受到重视，但二十多年来，地球物理学家发展层析技术为“地幔对流”寻找证据，却未达到目的。在研究工作中事与愿违是常事，地幔层析不仅没有为对流提供证据，反而提供了一些否定的依据（杨文采，1999）。层析技术发现大陆地幔根，陆壳地幔连接成了整体，使任何形式地幔大尺度运动变得十分困难；发现大陆根现象后，Lowman 就提出了‘大陆固定不动的板块构造假说’。天文学家陈道汉认为，板块理论“还只是一种运动学理论，只涉及运动和运动的可测效应。即使是地幔对流说本身，也因没有直接证据和存在理论上的困难，也还是没有定型的假设而已，故而板块构造的驱动力仍然是一个谜。因此，尽管板块构造假设被多数人所肯定，只要驱动力问题不解决，那么它仍然只是一种在继续思维着的假设。”

力源仍然是地壳运动理论和地球动力学的头号问题。“任何一种合理的地壳动力学或地球动力学假说至少要满足以下一些条件：①能对全球的构造特征及其空间分布规律和构造演化过程作出解释；②所依赖的动力因子既有足够的能量，其作用方式又能合理说明构造变形场的特征；③应符合物理学的基本原理和地球内部物质的物理一化学性质。从这些判别条件看，迄今还没有一种地球动力学假说是完善的（马宗晋，1995)。

在地球内部能源中，符合上述第②条，能提供地壳运动能量巨大支出的能库只有地球内部的热能与地球的自转能两种（傅承义，1985)。当前众多地球科学家在‘热能’上作文章，显然轻视了地球自转能的研究。作者经多年探讨，认为将地球自转作主导能源，配合热能和太阳辐射能两种辅助能源，就能满足上述三个条件，对全球的构造特征及其空间分布规律和构造演化过程作出解释。

地球自转能通过何种机制才能转化为推动地壳运动所需的能量？以往许多研究者将注意力放在自转离心力、自转速度变化、离极力等‘自由转动’具有的效应上，但自由转动不能使自转能耗散和转化。一个在太空中孤立自转的行星，遵守角动量守衡定律，它的自转能就如禁锢在原子深处的核能一样是无法释放的。因此，这类机制普遍遇到转化能量严重不足的问题。

好在地球不是一个孤立的行星，日、月引潮作用使地球的角动量得以释放，潮汐摩擦导致地球自转减缓已是科学常识。所以，从地球转动能寻找地壳运动的力源必须通过潮汐机制！但是，以往地球动力学对潮汐作用或引潮力的研究又因停留在将地球介质作为弹性体的近似中而失败。恰恰是交变的潮汐力作用在弹塑性、粘性的地球介质上，由于剪切应力传递的不稳定性，而引起转动能向构造运动能的转化。微弱的潮汐力通过斜面、密度差等放大机制而获得足够推动地壳运动的力量。

地热，降低了介质的粘性，使潮汐力得以将物质迁移，因而热的积累成为构造运动得以发生的条件。太阳辐射能在这个有水的行星上对出露洋面的岩石激烈的剥蚀搬运产生强大的负荷重分布作用又使自转能的转化能不断地进行。

将自转作用这一地球动力过程与地幔物质分异过程相结合，我们就能对陆地从大洋中逐步生长的过程及洋盆中心的洋中脊当作某种波动过程的节线生长加以描述。区域性的构造活动又可当作较短波长过程同样得到说明。

本研究为中国科学院动力大地测量学开放研究实验室资助项目。

大气、陆地水储量和海平面高度变化与重力、倾斜、应变和地表位移

周旭华　吴　斌　许厚泽

（中国科学院测量与地球物理研究所，武汉，430077）

季节变化所引起的大气、陆地水储量以及海水的质量迁移都会使固体地球产生形变和引力位的变化，从而使地面观测的重力、倾斜、应变和地面点位置产生变化。徐建桥等对武汉台长时间序列超导重力仪观测数据的频谱分析结果显示了武汉测站重力值的年际变化最大达 24 微伽，认为引起重力场非潮汐变化原因包括局部和全球效应，局部效应中以区域性地下水和气象因素变化为其主要因素。樊尚臻等认为武昌倾斜潮汐观测结果不理想的原因可能是仪器本身精度和没有考虑气象因素。随着重力、倾斜、应变测量精度日益提高，一些环境因素（如潮汐、气压及全球水分布变化等）所引起的微小变化被日益受到重视。

用台站实时气压或全球气压变化计算大气对重力和倾斜观测的影响已广泛地应用于重力和倾斜的观测数据处理中，且得到了很好的效果。用地表水储量变化研究水负荷对测站的重力、倾斜、应变观测和地面点位置的影响，国内无人涉及，国际上还没有较系统的定量研究，原因在于还没有充足的全球观测数据对地表水储量的时空分布进行精确估计。1999 年，张为民等用 FG5 绝对重力仪测出暴雨前后武汉大学站点重力值有近 10 个微伽变化量，表明对全球水的质量分布变化引起重力值变化必须重视，是提高重力测量精度中一个关键性问题。本文基于表面负荷形变理论，采用全球 8000 多个气象台站两年（1997.1.1～1998.12.31）气压每天的平均值、Da Silva 编辑的陆地水模型（1985.1～1994.12）和 TOPEX/Poseidon 卫星测高资料（1992.12.21～2000.5.30）计算了大气、陆地水储量及海平面高度变化（没有扣除海温对海平面高度变化的影响部分）对我国部分测站重力、倾斜和应变观测及地表点位置的影响。考虑到地表负荷的静态响应依赖于高阶负荷勒夫数，高阶负荷勒夫数受地壳地幔结构影响很大，不同地球模型将对应不同的结果。本文采用汪汉胜根据 PREM 地球模型所求得格林函数。表 1 以武汉（北纬 30.532 度，东经 114.357 度，高程 40 米）为例，给出大气、陆地水储量及海平面高度变化引起武汉测站重力、倾斜、应变观测和地面点位置的周年和半周年变化的振幅和位相。重力、倾斜、应变及地表位移的振幅分别为微伽、毫秒、10^{-10}量级和毫米，相位为度。

表 1　大气、陆地水含量及海平面高度变化对武汉测站重力、倾斜、应变观测和地面点位置的影响

			重力	地表位移			应变			倾斜	
				径向分量	东西分量	南北分量	剪切分量	东西分量	南北分量	东西分量	南北分量
大气	周年	振幅	2.14±0.05	2.67±0.10	1.98±0.06	0.87±0.03	0.09±0.04	0.51±0.03	0.37±0.02	0.34±0.01	1.37±0.04
		位相	354.9±1.7	176.3±2.8	355.4±2.2	177.4±2.2	147.1±14.0	172.8±4.3	353.6±3.7	177.1±3.1	356.6±1.8
	半年	振幅	0.387±0.1	0.74±0.11	0.354±0.1	0.23±0.04	0.12±0.02	0.17±0.01	0.06±0.03	0.13±0.02	0.25±0.05
		位相	221.1±0.9	356.1±9.4	208.4±4.4	49.4±0.37	41.06±0.8	330±15.8	254.5±12.2	37.6±1.67	198.8±5.8
地表水	周年	振幅	1.74±0.04	5.635±0.12	0.136±0.05	0.651±0.03	0.268±0.02	2.20±0.05	1.61±0.03	4.94±0.29	1.82±0.58
		位相	157.2±0.04	322.8±3.9	39.47±2.1	346.1±4.9	161.7±9.9	146.4±5.9	144.3±7.3	341.5±6.8	33.34±3.84
	半年	振幅	0.29±0.03	0.87±0.07	0.225±0.0	0.24±0.01	0.06±0.05	0.655±0.00	0.321±0.01	1.85±0.15	1.80±0.13
		位相	313.7±23.1	124.3±26.1	323.5±13.2	125.5±15.0	25.6±16.6	315.5±20.4	310.9±37.1	121.5±19.8	325.0±18.8
海平面	周年	振幅	0.56±0.03	1.04±0.06	0.333±0.02	0.51±0.02	0.165±0.0	0.114±0.0	0.244±0.01	0.439±0.01	0.112±0.01
		位相	60.6±0.84	53.7±0.46	290.8±6.0	247.6±1.09	296.6±0.05	266.3±3.2	68.5±1.02	252.6±1.2	349.9±8.5
	半年	振幅	0.08±0.03	0.18±0.03	0.058±0.0	0.07±0.0	0.018±0.0	0.043±0.0	0.013±0.0	0.05±0.012	0.05±0.0
		位相	63.7±7.04	108.1±16.1	135.9±37.6	136.1±19.4	306.5±32.4	124.8±12.8	282.9±41.7	173.2±18.9	114.8±19.7

上表可以看出，大气、陆地水储量及海平面高度变化对武汉测站重力、倾斜、应变观测和地面点位置的影响程度达到或接近仪器的观测精度。我国已实施了地壳运动网络工程，为了对地面点重力、倾斜、应变和地球潮汐常数的精密测定，维护地球参考系的稳定性，深入系统地研究地表负荷对测站重力、倾斜、应变观测和地面点位置的影响具有一定的现实意义。

中国科学院创新项目（KZCX2－103）和动力大地测量开放研究实验室（L2l－02）资助项目

AMIP Ⅱ模式大气和地表水对地球自转季节变化的激发

闫昊明　钟　敏　朱耀仲　高布锡

（中科院测量与地球物理研究所，武汉，430077）

1. 引言

国际大气模式比较计划（简称 AMIP Ⅱ）以观测的海洋表面温度和海冰分布月平均值作为边界条件，模拟发生于大气与海洋和大气与陆地面的各种气候动力学过程，以期获得大气环流模式在季节和年际时间尺度上的模拟结果，并对此与真实气候情况进行系统的比较。本文利用日本气象局 AMIP Ⅱ 大气数值模式的输出结果，计算了大气和陆地水角动量变化，并与同时期根据美国环境预报中心（NCEP）同化资料计算的陆地水角动量变化进行比较。结合 Ponte [1999] 的海洋数值模式计算的海洋角动量变化，讨论了 AMIP Ⅱ 大气和陆地水角动量对地球自转季节变化的激发。

2. 有效角动量及其测地意义

地球自转的欧拉动力学方程为：$\vec{m}+\frac{i}{\sigma_0}\dot{\vec{m}}=\vec{x}-\frac{i}{\Omega}\dot{\vec{x}}$　　$\dot{m}_3=-\dot{x}_3$

其中 Ω 为地球自转平均角速率，m_1、m_2 和 m_3 为无量纲小量。其中 σ_0 为 Chandler 自由摆动圆频率，$\vec{x}=x_1+ix_2=x_1^P+x_1^W+i\,(x_2^P+x_2^W)$，$X_3=X_3^P+X_3^W$ 分别称为地球物理流体赤道和轴向的有效角动量，以下简称角动量。它包括大气、海洋和地表水质量的重新分布 x^P（赤道分量）、x_3^P（轴向分量）以及风和洋流的影响 x^W（赤道分量）、x_3^W（轴向分量）。

高精度的地球自转参数反映了固体地球的角动量变化，可为全球地球物理流体角动量变化提供有效约束。

3. 资料分析与结果

AMIP Ⅱ 的数据包括 1979 年到 1996 年的月平均的海平面气压、1000 百帕至 10 百帕共 17 个标准气压层的大气风速以及地势高度，全球总降水和表面水蒸发分布以及陆地径流参数，经纬度分辨率为 2.5°。实测大气角动量采用 NCEP 的大气再分析资料。观测的极移和日长变化采用 SPACE99 数据。采用 Wilson [1985] 的离散递推公式（4a）将极移 m_1，m_2 和日长变化转换到相应的固体地球赤道角动量变化 x_1^G，x_2^G 和 x_3^G。下标 1，2，3 分别表示沿 0°经线，90°E 和轴向的角动量变化，以下同此。海洋数值模式计算的海洋角动量采用 Ponte [1999] 的结果，地表水采用 Da silva [1994] 等编辑的综合大气海洋数据集（简称 COADs），为了方便比较，以上序列都归算为每月平均值。

利用余弦为基底的最小二乘谐波拟合方法分别对 1985 年至 1995 年的 AMIP Ⅱ 和 NCEP 大气角动量变化序列解算其周年和半年变化的振幅、位相以及标准偏差，参考历元为 1 月 1 日。

AMIP Ⅱ 大气角动量 x_1^A 与 NCEP 和 JMA 的大气角动量变化在周年振幅上存在明显差别，在相位上与 NCEP 接近；x_2^A 在周年振幅上与 NCEP 有微小差别，相位符合的很好；x_3^A 在周年振幅上与 NCEP 符合的非常好，相位有微小差别。AMIP Ⅱ 的地表水激发函数与 COADs 的结果存在比较大的差别，因此在水的模拟上需做进一步的改善。半年项的变化与周年变化类似。

AMIP Ⅱ 大气角动量 x_1^A 与 x_1^G 之间存在明显的相位差；大气、陆地水和海洋综合角动量 x_1^{A+L+O} 的变化幅值小于 x_1^G，相位存在差别，但 1989 年以后，x_1^{A+L+O} 与 x_1^G 的符合程度有所改善。x_2^A 与 x_2^G 几乎同步，但 x_2^A 的振幅略大于 x_2^G 的振幅；陆地水角动量 x_2^L 的季节性明显，且基本上与 x_2^G 反相，正好弥补了偏大的大气变化，从而肯定了地表水变化对极移的贡献；x_2^{A+L+O} 与 x_2^G 符合的最好。总的来看，x_2^{A+L+O} 的结果要好于 x_1^{A+L+O}。

AMIP Ⅱ 的 x^{A+L+O} 只有在周年 x_2 分量上优于 NCEP 的 x^{A+L+O}，更加接近 x_2^G；x_3 分量与测地激发在量级上符合的最好，这说明在日长的模拟上 AMIP Ⅱ 模式是比较成功的。

本研究由国家自然科学基金（49904002）资助。

利用USB确定中巴资源一号卫星的轨道

张飞鹏　冯初刚　黄　珹

（中国科学院上海天文台，上海，200030）

本研究的意义在于用中国研制的跟踪设备获得的观测数据来确定中国卫星的轨道，得到尽可能高的轨道精度。

中巴资源一号卫星（CBERS－1）是由中国和巴西联合研制的第一颗地球资源卫星，于1999年10月14日在我国发射成功，设计工作寿命为2年，其后继卫星CBERS－2将于2001年第四季度在我国发射。CBERS－1是我国首颗高速传输型对地遥感卫星，关键设备由我国自已研制生产，其遥感数据可用于农业、林业、水利、地质矿产、能源、土地、海洋、环保、测绘、城乡规划和灾害监测等众多国民经济领域。CBERS－1飞行在778公里高的太阳同步极地圆轨道上，绕地周期100.4分钟，每天14.35周，其中绕经我国上空3周，覆盖地球目标的重复周期26天。CBERS－1携带有统一S波段测控系统（USB）应答机，可以利用USB对其进行跟踪定轨。

USB是一种“地基”跟踪系统，可以对空间飞行器进行测距、测速、测角，目前是我国主要的航天测控手段。USB跟踪数据的标称精度约为：测距15～25m，测速5cm/s，测角0.02°。据我们所知，USB观测在以下方面的系统差修正可能不是很好：①地面站与星上应答机的内部延迟修正。USB的星上应答机在装星发射之前，要在实验室模拟太空中的空间环境（温度、压力）测出其内部电路对测量信号的延迟。由于不可能在实验室模拟出太空中的所有环境变化以及应答机设备的老化，使得应答机的延迟测量会存在误差。另外，地面设备的内部延迟改正是利用每次测量前后的内部延迟标校结果线性内插得到的，由于内部电路的延迟并不稳定，用这种方法得到的内部延迟改正就会存在误差。USB地面设备的观测需要部分人工干预，也可能造成测量的误差。②电离层折射修正。由于USB采用单频进行测量，无法利用多频原理消除电离层的影响，这会对距离观测造成米级的误差。在定轨计算中，可以从全球电离层图获得观测信号所经路径的总电子含量，来对观测值进行电离层折射修正。由于暂时无法获得全球电离层图，我们的计算未作电离层折射改正。

由于USB的测角精度较差（对于778km高的CBERS－1，0.02°的测角误差约相当于270～1100m的垂直于径向的位置误差），我们只用USB的距离和多普勒资料来确定CBERS－1的轨道。计算中采用方差分量估计方法来对观测值的权进行校正。

定轨计算中，考虑如下摄动力学因素：地球非球形引力（70×70的TEG3引力场模型），日、月及太阳系各大行星的质点引力（DE403行星历表），固体潮，海潮（CSR3.0海潮模型），太阳光压，大气阻力（DTM94大气密度模型），地球反照辐射压。表面力摄动计算中，根据卫星姿态采用变化的面积模型。卫星质量为1412kg。USB的站坐标采用地心一号系统，精度为5～10m。本次计算中，共有青岛、渭南、厦门、喀什四个站参加跟踪观测。轨道积分采用KSG方法，积分时间间隔为60秒（相当于卫星每飞行一圈积分约100步）。计算时段为2001年4月2日～8日共六天，弧段长度取为3天，为了利用重叠弧段的方法对轨道精度进行评估，相邻弧段有2天重叠，这样共有5个弧段。待估参数包括：六个轨道根数，卫星主体和太阳帆板的大气阻力系数及太阳光压系数，共10个参数。观测值的平均残差rms为：距离14.8m，多普勒12.8cm/s。重叠弧段检验结果（2天重叠时段内每分钟前后两弧段卫星位置差的rms）显示轨道的精度约为：径向12.6m，切向43.3m，法向9.6m。定轨结果表明，USB可以满足航天测控中米级精度定轨的要求，但不能满足测高卫星厘米级定轨的精度要求。

本研究部分由国家自然科学基金项目（19833030）和国家攀登项目（970231003）资助。

钱德勒摆动：大气激发

廖德春[1,2] 廖新浩[1,2] 周永宏[1,2]

(1 中科院上海天文台；2 中科院国家天文台，上海，200030)

钱德勒摆动是固体地球的一种自由振荡，是地极移动观测序列中的两个主要周期之一（另一个为周年受迫极移）。由于地球的动力学过程中存在着能量耗散，如果没有一定的能量补充的话，这种自由振荡是不能长久维持的。观测事实也表明，自从钱德勒摆动在 1891 年被发现以来，虽然摆动的振幅时有涨落，但是却没有任何会消逝的迹象。

研究钱德勒摆动的激发，根据的是线性化的刘维方程：$i\dot{m}/\sigma_{CW}+m=\Psi$，式中，复量 $m=m_1+im_2$ 为地球自转极相对地球参考系参考极的坐标，$\Psi=\Psi_1+i\Psi_2$ 为激发函数，σ_{CW}为钱德勒圆频率，且 $\sigma_{CW}=2\pi f_{CW}(1+i/2Q)$，$f_{CW}$为实值钱德勒频率，Q 为反映地球耗散特性的因子。在本文中，我们取 $f_{CW}=0.843$ 周/年，$Q=179$。刘维方程中，等号的左端可以称为天文观测激发；右端称为地球物理激发，它包括了来自大气、海洋、水文和核幔动力学过程等引起的激发因素。本文主要对来自大气的钱德勒摆动激发作了分析计算，并与天文观测激发作了比较。

天文观测激发的计算使用 JPL 的 COMB2000 序列的地极坐标（1962～2000），包括 X、Y 和它们的变率 $\dot{X}$、$\dot{Y}$；大气激发的计算使用 NCEP/NCAR（1962～2000）和 JMA（1984～1999）的大气角动量序列，包括大气压（IB）和风的贡献，数据的间距为 1 天或更密，我们将它们全部归算为 5 天平均点。

首先对 39 年的激发序列和它的 3 个子序列（各 13 年）消除周年和半年分量，然后作 FFT 谱分析得到功率谱密度，再对 0.75～0.92 周/年的钱德勒激发频带作积分，得到激发功率。NCEP 的大气角动量激发结果表明，在 1962～2000 年期间，大气过程对钱德勒摆动的激发功率仅占天文观测激发约 20%；然而对不同时间段，大气激发所占天文观测激发的比例有很大差异，对于 1962～1974、1975～1987 和 1988～2000 期间，分别为 89%、12%和 175%。

为了进一步考察大气对钱德勒摆动激发的变化情况，我们从序列起点开始，取 12 年数据段，按照上述同样的方法，分析得到相应于数据段平均历元的大气在钱德勒摆动激发频带的平均激发功率和天文激发的平均功率，然后将数据段向前移动 1 年，分析得到下一个值，如此不断向前，直至序列的末端。这样，我们得到在钱德勒摆动的激发频带上，大气激发功率和天文观测激发功率的变化序列。我们还分别计算出大气压和风的激发功率和变化情况。从这些结果可以清楚看出，在某些时段，大气激发可相当于甚至超过天文观测激发，然而在另一些时段，大气激发又远小于天文观测激发。这说明其它激发因素，如海洋、水文和核幔动力学过程等可能对钱德勒摆动的激发起重要作用。

由 JMA 的大气角动量序列得到的对钱德勒摆动的激发比 NCEP 的上述结果有很大差别。在 1984～1999 年时间段，JMA 的大气压（IB）激发与 NCEP 的结果相差不大，但是，风的激发要比 NCEP 的结果大许多，以至于大大超过天文观测激发。这说明，不同的气象组织由于所用的数据和模型方面的差异，它们计算出的大气角动量有很大差别。因而，利用不同的大气角动量序列分析研究大气动力学过程对地球自转变化的激发作用也会导致不同的结论。因此，大气动力学过程对钱德勒摆动的激发作用到底有多大，仍然需要作进一步研究。

地球内部形变场剖面与圈层间的刚性转动

黄乘利　廖新浩

（中国科学院上海天文台，上海，200030）

自转、微调、自引力的弹性地球运动方程是当代研究地球潮汐、章动和自由振荡等理论的基础。本文也基于此和 PREM 地球模型求解了三个主要本征模（倾斜模 TOM、近周日自由核章动 FCN 和自内核章动 FICN）的本征频率及其本征函数。

对于 TOM：由于考虑了二阶扁率项效应，其本征频率结果为（1～2，3d～9），精度好于 1d～8，这是所有只考虑一阶扁率项的前人工作中所达不到的。对于自由核章动，由方程积分得到的流体静平衡态的本征周期约为－458 恒星日，与实测值（－433.3 恒星日）仍有差距，为了得到与实测符合较好的自由核章动周期以便下一步解算形变场，我们假设核幔边界处存在单向流动而非静平衡态。对上述三个本征模，在积分的同时，得到其相应的本征函数形变场随等效半径 r 分布的剖面。这里的形变场是已按不同的阶 l 和不同的级 m（这里只取 m=1）由广义球谐函数分解后的三个分量，即球形径向分量 U^m、球形切向分量 V_l^m 和环形切线分量 W_l^m，对球形量，l 只取 2；对环形量，l 只取 1 和 3，即 U_2^1、V_2^1、W_2^1 和 W_3^1。

对 TOM：在流体外核与地幔两段随半径 r 都呈很好的单调线性增加关系，并且在核幔边界衔接得很好，这充分反映了地球各部分作为整体相对于所取的旋转参考架在空间存在一个刚性的转动，这个转动轴位于赤道平面。如果将 W_1^1 在固体内核、流体外核和地幔三段中的线性项分段扣掉后，则剩下的非线性项相对于线性项在地幔只有 10^{-6} 量级，在外核只有 10^{-5} 量级，且不如在地幔中稳定。这一方面反映了我们计算的精度确实达到了 ϵ^2 量级，另一方面也反映了流体外核在刚性旋转中没有固体地幔中稳定，而且容易受扰动（如果将计算误差也认为是一个小扰动的话）。而在该本征频率，U_2^1 和 V_2^1 相对于 W_1^1 也都只有 10^{-6} 量级，再次说明了这是一个整体的刚性旋转，其轴位于赤道平面。

对 FCN：W_1^1 在流体外核随半径 r 近似线性地单调减小，在经过核幔边界时突然发生跳变，越过零平均线，并随 r 单调增加，虽然在固体内核一段不是很好地线性变化，但也是随半径 r 单调减小，变化趋势与外核段相似。所以 FCN 反映的只是外核与地幔之间的相对旋转。如分别在外核与地幔两段中用最小二乘法线性拟合 W_1^1，得到它们的斜率 S_{oc} 和 S_m，$S_{oc}/S_m=-7.83$，这与前人数值和理论结果符合很好。在两段中扣除线性项后，在地幔中几乎是一条接近 0 的直线，而在流核段有 10^{-3} 量级的相对起伏。而 U_2^1、V_2^1 和 W_3^1 在三段中都只有 10^{-3} 相对变化。

对 FICN：Smith 在 1974 和 1977 年的论文中都提到内核的本征模是可能存在的，但因为该模太小了，在一阶扁率量级的精度下都未能给出数值结果。从我们求得的 W_1^1 结果中，可以很明显地看出在内核与外核两段的变化趋势是相反的，在内外核边界越过零平均线，而且内核段比外核段约大两个量级，说明该本征模发生在内外核边界，而且是由内核主导的，分段扣除线性项后，与 FCN 的情况相似。其他 U_2^1、V_2^1 和 W_3^1 都只有 10^{-3} 量级，变化趋势与 FCN 情况相似。

讨论：几乎对所有本征频率的形变场在固体内核一段都不是线性（增加或减少）变化关系，而有些类似二次曲线，这可能主要是因为积分开始时所取初值是任意的缘故，有待进一步验证。

本工作由国家自然科学基金 10073015 和中科院动力大地测量实验室 L99－（10）资助。

16. 计算地球物理

定量地球动力学浅议

杨文采　程振炎

（中国地质科学院，北京，100037）

自板块构造学说流行以来，地球动力学研究进入了一个新阶段，并在众多领域取得了令人瞩目的成果，如全球地壳应力场研究、沉积盆地形成演化方面的研究等等。但是，对于有46亿年演化历史的地球在大陆动力学研究方面，由于涉及物理、化学及生物等诸多学科的交互，难度极大，加上地球科学模型的验证非常困难，因此大陆动力学的研究难以深入。

在物理上动力学本来就是定量的，似乎没有必要在地球动力学前面加上“定量”两字，其实不然。岩石在高温高压下的相变、局部隆升和岩浆分异这些动力学作用，并不是用现有数字物理方程所能描述的。可喜的是，近二十年来化学动力学有了长足的发展，并且在逐步走向定量，而且化学动力学提出的关于地幔的模型，一点也不比物理模型逊色。因此，在进入21世纪之后，地球科学就面临一个新问题：如何建立起地球的物理—化学模型和动力学作用的方程组，使地球物理的观测数据和地球化学的分析数据都能得到吻合？这个问题无异于要把地球动力学研究定量化，定量地球动力学的提法应运而生，而且将成为21世纪地球科学的研究主题之一。

多年来地球物理学家致力于应用物理定律和观测数据解释一些地质作用的过程和机理，尤其是在建立起地球流变学的理论体系之后，对全球板块构造的一些作用提出了数学物理模型，在地球应力场、地热作用学说等许多方面取得了令人信服的成果。但是，动力学研究的重点在于演化，如果研究的问题涉及的时间尺度与深度范围较大，仅从数学物理方程出发的研究结果就难以令人信服，因为这种尺度的问题必然涉及不可忽视的化学动力学作用，而这种作用不是用现有数学物理方程所能概括的。

定量地球动力学研究的当前目标是根据地质、地球物理与地球化学资料，建立全球（或重点地区）板块岩石圈与软流圈的物理—化学模型与相互作用方程组，或者说使板块学说定量化和系统化。定量地球动力学研究的长远目标是建立全球壳幔的物理化学模型和边界层相互作用的动力学方程组，或者说定量热羽柱构造学说。

当然，上述目标都是长远性的与全球性的，不是大多数地学家的任务，对他们来说是抓住其中的一个主题进行深入研究，以解决某个区域或某个地质作用过程的动力学问题。这些主题包括：小星体碰撞地球动力学作用，碰撞造山作用，造山带演化，岩石圈变形的动态分析，沉积盆地演化的流变学和力源，地球火山系统与热机制，地球的流体与熔体运移动力学，核幔耦合、地核岩石的离子化与金属化等。对于中国的科学家来说，最重要的是研究显生宙中国陆块的碰撞造山动力学。

举岩石圈碰撞造山作用过程为例，最早的数学模型为基于线性、完全弹性板块碰撞的模型，以后发展为基于弹性体初边值问题的数学模型，再以后又发展为基于热粘弹性体初边值问题的模型。由于这些经典的模型都不能很好地描述实际碰撞造山过程，最近又发展了基于变分不等式的碰撞造山带模型等新方法，使地质作用过程的数学模型比较接近实际。

定量地球动力学的研究要求多学科专家共建地球模型，培养双学位和多学位研究生，建立大区域地球动力学基础数据库，发展超大型四维演化方程的计算方法和成果可视化技术。

施密特型连带勒让德函数的准确计算公式及其重要应用

安玉林　黄金明

（中国地质大学，北京，100083）

n 阶 m 次施密特型连带勒让德函数 $P_n^m(\cos\theta)$ 在地球物理研究中占有重要地位。

我们的研究表明：采用由 $P_n^m(\cos\theta)$ 定义式导出的多个直接计算公式和它的第一、第二递推算法，即使在双精度运算条件下，也都不能准确地计算出中、高阶（即 $n\geqslant 40$）的 $P_n^m(\cos\theta)$ 的数值。这极大地影响了它在地球物理数值计算中的可靠性和实用性。

为了解决这一问题，作者从 $\{d^mP_n(\cos\theta)/d(\cos\theta)\}$ m 的母函数关系式出发，推导出了能够用于 $P_n^m(\cos\theta)$ 准确计算的新的表达式，即

$$P_n^m(\cos\theta)=\sqrt{\frac{C_m}{C_n^mC_{n+m}^m}\frac{1}{C_{2m}^m}\frac{1}{2^{2n}}}\sum_{j=0}^{[m/2]}(-1)^{[m/2]+j}c_jC_m^j\sum_{k=0}^{l-m}C_{n-k}^mC_{2(n-k)}^{(n-k)}C_{m+k}^mC_{2(m+k)}^{(m+k)}\cdot\begin{Bmatrix}\cos(n-2k-2j)\theta+\cos(n-2m-2k+2j)\theta\\ \sin(n-2k-2j)\theta-\sin(n-2m-2k+2j)\theta\end{Bmatrix}\tag{1}$$

其中：当 $m=0$ 时，$C_m=1$，否则 $C_m=2$；$[m/2]$ 取整除值，当 m 为偶数时，$c_{[m/2]}=1/2$，其余 $c_j=1$；当 m 为偶数时，展开式取余弦项，当 m 为奇数时，展开式取正弦项。

（1）式可以严格写成的如下形式的 $P_n^m(\cos\theta)$ 有限项傅立叶级数展开式：

$$P_n^m(\cos\theta)=\begin{cases}\sum\limits_{k=n,n-2,\cdots}A_k(n,m)\cos k\theta & m=2m*\\ \sum\limits_{k=n,n-2,\cdots}A_k(n,m)\sin k\theta & m=2m*+1\end{cases}\tag{2}$$

式中：m＊为正整数；$A_k(n,m)$ 称为 $P_n^m(\cos\theta)$ 的有限项傅立叶展开式系数。

因此，采用（1）式计算 $P_n^m(\cos\theta)$ 值时，可以先求得其所有系数 A_k，再进一步作计算。如果能准确计算 A_k 值，则必将得到 $P_n^m(\cos\theta)$ 的准确值。

但是，计算结果仍然表明：仅采用双精度算法，由（1）式并不能得到高阶 $P_n^m(\cos\theta)$ 系数 A_k 的准确值。要想提高计算准确度，必须毫无误差地实现双重求和号下和求和号前巨大整数的加、减、乘、除的准确计算。我们采用一维整数数组存储十进制巨大整数的方法解决了这个问题。

把“具有准确系数 $A_k(n,m)$ 和（2）式形式的有限项傅立叶展开式”，称为“$P_n^m(\cos\theta)$ 的准确计算公式”。

我们高准确度地计算出了 0～400（可以更高）阶次的 $P_n^m(\cos\theta)$ 有限项傅立叶展开式系数 $A_k(n,m)$，并把它们分成许多数据文件，存储在一张光盘之中，供需要采用这些系数进行数值计算时，读入硬盘，以备调用。

$P_n^m(\cos\theta)$ 准确计算公式的重要应用之一，就是：可以快速而准确地计算出任何 θ 值处的 $P_n^m(\cos\theta)$ 的数值。该值可以作为标准，衡量其他算法计算的准确度。

$P_n^m(\cos\theta)$ 准确计算公式的重要应用之二，就是：用该式代替 $P_n^m(\cos\theta)$，能够把含特殊函数 $P_n^m(\cos\theta)$ 的数值计算问题，化为含 $\sin k\theta$ 或 $\cos k\theta$ 函数的数值计算问题，并能快速而准确地获得数值计算结果。

本文属于国家自然科学基金项目研究成果。

短时窗付氏变换在高分辨率处理技术中的研究与应用

程 盛 陈树凯 冯海涛

（中油辽河油田分公司勘探开发研究院，盘锦，124010）

引言

以往地震资料的高分辨率处理是基于挖掘地震反射波的潜力进行的，但是地震反射波的高频信息是有极限的。由于大地是粘弹性介质，地震波在传播过程中不断衰减，其中高频成分的衰减尤其严重；在室内处理过程中，也有诸如动校、静校不准等许多因素造成了高频信息的丢失。因此，叠加后有效频带窄，和频偏低。如何恢复和加强高频信号，进一步提高分辨率一直是地震资料处理技术方面的一大研究课题。信号重构理论的高分辨率处理技术，采用信号重构理论把测井数据中含有的高频信息外推到相邻的各道上，从而重构出各地震道丢失的高频信号，达到提高分辨率的目的。

基本原理

时域和频域是信号分析的两个领域，它们通过博立叶变换联起来。在许多问题上傅立叶变换不能准确地反映信号的变化特点，它仅仅代表的是整体意义下的频率含量，不能反映信号频率随时间变化的规律。

短时博立叶变换是目前应用较广泛的信号时频域处理方法，随时间的进程将信号从时域上加以分段（每段允许重叠），对每一时段做博立叶变换，将其幅度谱按各段中心位置排列在时间轴上，即可表示信号局部平均意义下的频率分布随时间变化的趋势。

用时频交替约束迭代算法，设下标 n 代表第 n 次迭代时的值，下标 n+1 代表第 n+1 次迭代时的取值，步骤如下：

（1）将地震道 Sn（t）离散化，然后计算其傅氏变换，得到 Sn（ω）＝DFT〔Sn（t）〕；

（2）将 Sn（ω）中〔l，M〕频段处的值用已知的 S（1），S（2），…，S（M）代表，将〔M，H〕频段的值用外推出的高频信息代替，而将〔H+1，N/2−1）频段处的值用 0 代替，计算它的傅氏反变换，得到 Sn+1＝DFT^{-1}〔Sn（ω）〕；

（3）比较两次迭代之间的时域误差‖Sn+1（t）−Sn（t）‖，如果小于给定的值，迭代收敛，计算停止，否则转向步骤 1 继续迭代。

结论

（1）利用信号重构理论处理出的剖面，可以使主频提高 50%到一倍，有效频带大约展宽一倍，从而使剖面的分辨率提高 50%到一倍，而信噪比没有明显降低。

（2）由于该方法以测井资料为基础，因此只能处理与测井数据井段相应的部分剖面，不能处理整张地震剖面，而且要求合成记录与井旁道的吻合程度越高越好，如两者吻合很差，外推与重构就无从谈起。

（3）通过与解释人员探讨，他们认为该方法在层位标定较准的情况下，可以显著提高分辨率，进行更细致的储层追踪对比，作更好的油藏描述。

VB/VF 混合语言编程及其在地球物理学中的应用

汤洪志 刘庆成 龚育龄

（华东地质学院，江西抚州，344000）

1. 关于混合语言编程

混合语言编程是一种创建程序的过程，在这个程序里，源代码用两种或多种计算机语言写出。使用混合语言编程有以下好处：(a) 直接调用已经存在的代码，而这个代码是用其它语言写成的；(b) 当用某种语言很难实现一个处理过程时，可以用别的语言实现，然后再调用它；(c) 提高处理速度。利用 VB/VF 混合语言编程的目的，就是充分利用 VB 的友好的界面特征及较强的处理图形能力，同时又充分利用 Fortran 的较强的科学计算能力。主程序用 VB 语言编写，而计算部分用 Fortran 语言编写，从而实现代码的共享与替代。

2. 怎样实现 VB/VF 混合语言编程

通常情况下是从 VB 中调用 Fortran 子程序，但从 VB 调用一个 Fortran 子程序，必须：①把 Visual Fortran 子程序创建为一个 Fortran DLL 工程，即首先把 Fortran 语言编写的计算部分形成一个或多个动态链接库 (DLL)；②从 VB 引用这个 DLL，方法是在模块中用一个 Declare Sub 或 Declare Func 语句；③在 VB/VF 程序中调整调用约定。

(1) 在 Fortran DLL 中输出子程序　创建 Fortran DLL 时，在声明函数或子程序时需要添加两个额外的属性，以使它能被从 DLL 外部访问。DLLEXPORT 和 ALIAS 声明用来输出名字和替换入口。如对名为 Fcall 的子程序，应加入以下语句

```
! DEC $ ATTRIBUTES DLLEXPORT:: FCall
! DEC $ ATTRIBUTES ALIAS:"FCall":: FCall
```

(2) 在 Basic 中声明 Fortran 程序　当在 Basic 中声明一个 Fortran 程序时，程序名被按声明时完全相同的形式输出。声明语句应放在 VB 模块中，方法是用一个 Declare Sub/Func 语句。

(3) 需要考虑的参数传递和数据类型　VB/VF 混合程序中，不存在大小写不一致的问题。VB/VF 之间传递数值型数据和逻辑类型数据没有问题。但 VB 中没有复数类型数据的定义，因此，VB/VF 之间无法传递复数类型数据，而这一类型在地球物理计算中是经常需要的。对这一问题，可以先在 Fortran 中取出复数的实部和虚部，然后再进行数值型数据之传递即可。VB 是以描述符的方式存储数组的，这是一种不同的存储方式，如果想从 VB 传递一个数组到 Fortran，只要传递数组的第一个元素即可。

3. VB/VF 混合语言编程在地球物理中的应用

利用 VB/VF 混合语言编程在地球物理学中很有用处。Fortran 语言是流行较广的适于作科学计算的高级语言，具有标准化程度高、便于程序交换、较易优化、拥有高精度的数据结构和运算结构等诸多优点。VF 中又增添了许多的内部函数与内部过程进一步增强了 Fortran 的计算能力。地球物理中常常涉及复数的计算，这用其它语言难以完成，而用 Fortran 很容易实现。VF 还有一个更大的优点是它可以动态开辟硬盘空间作为虚拟内存。Fortran 是最早出现的高级语言，在 Fortran 语言 40 多年的发展过程中，地球物理学家、工程师编写了众多的地球物理数据处理与反演的程序，这是宝贵的财富，利用混合语言编程可以就把它很好的利用起来。另一方面，VB 语言作为一种可视化语言，是 Windows 系统平台上强大的应用程序开发系统，在很多方面都是 VF 语言无法比拟的。VB 还可用 Shell 函数调用其它应用程序，这可成为广义意义下的混合编程，使得所编制的程序功能更强大。在开发交互式解释系统时，利用 VB/VF 语言进行混合编程有极大的优越性。

自适应小波配点法及其应用

杜　飞[1]　侯遵泽[2]　刘家琦[1]

(1 哈尔滨工业大学，哈尔滨，150001；2 中国人民武装警察部队学院，廊坊，065000)

本文提供了自适应的多层小波配点法，利用小波有效分解奇异的特性，可很好地复原出突变信号，它在很多方面有很好的应用价值。例如，对于平稳信号和突变信号交替变化的数据，传统的数据压缩方法渐渐暴露出其严重的缺陷，总是不能很好地复原出原信号中的突变信号，而自适应的多层小波配点法则可对此问题解决得很好。该方法不仅在数据压缩、信号分析中有很好的应用前景，而且在图象处理、机械故障诊断、边缘检测等都有广泛应用。

1. 自适应小波配点方法原理

考虑区间 $I=[0, L]$（因为任意区间 $[a, b]$ 的范围可经过数学变换，对应到 $[0, L]$ 区间，不妨 $L>4$），构造紧支样条尺度函数、边界尺度函数、小波函数及边界小波函数。

$$\Phi(x)=N_4(x)=\frac{1}{6}\sum_{j=0}^{4}\binom{4}{j}(-1)^j(x-j)_+^3 \tag{1}$$

$$\Phi_b(x)=\frac{3}{2}x_+^2-\frac{11}{12}x_+^3+\frac{3}{2}(x-1)_+^3-\frac{3}{4}(x-2)_+^3+\frac{1}{6}(x-3)_+^3 \tag{2}$$

$$\Psi(x)=-\frac{3}{7}\Phi(2x)+\frac{12}{7}\Phi(2x-1)-\frac{3}{7}\Phi(2x-2) \tag{3}$$

$$\Psi_b(x)=\frac{24}{13}\Phi_b(2x)-\frac{6}{13}\Phi(2x) \tag{4}$$

可对 Sobolev 空间 $H^2(I)$、$H_0^2(I)$ 里的函数进行逼近。

对函数 $f(x)\in H_0^2(I)$ 或 $f(x)\in H^2(I)$ 的逼近，先对采样中的配点进行选择，然后 $f(x)$ 可在 V_0 中和 W_j $(j\geqslant 0)$ 中进行插值。

函数 $\{\Phi_{0,k}(x)\}$ 和 $\{\Psi_{jk}(x)\}_{j=0}^{\infty}$ 形成 $H_0^2(I)$ 空间的一组基底，由于小波函数在配置点具有消失性，故可构造快速离散小波变换。

可对 $f(x)$ 进行离散小波变换（DWT），做完离散小波变换后求出小波系数，就可以用自适应的小波配点法来压缩数据。

2. 方法的实现及其应用

自适应的小波配点法是这样来做的：先在信号的一小部分点上采样（在 V_0 空间中），然后插值出其函数的系数，这个函数是 V_0 上的尺度函数；然后在继续向此信号某些点（按配点法取点）取样，又得出一些插值函数的系数。即，首先是在尺度函数 V_0 上取样、插值，然后在小波函数的第 0 层上求出系数值，当系数的绝对值小于给定的允许误差（也称阈值），（比如阈值 ε 取 10^{-3}）时，删除这个系数及相对应的函数；然后反复执行此步骤，直至到某一步所有的系数都小于阈值，比如到了第 J 层，即空间上 W_{J-1}，所有的小波系数都小于阈值 ε，这时便认为该小波函数对离散点的取样已到了一个很高的精度，可以认为此函数对原信号的模拟在所有的点上均有 $|P_Jf(x)-f(x)|<\varepsilon$，$P_Jf(x)$ 是模拟出来的函数，$f(x)$ 是未知的原信号，这里体现出自适应性的方面就是删除配点（节省计算机的存储量，压缩比可达 1∶50）；若精度不够，则再增加配点，这就是其自适应性，直至所有的系数的绝对值均小于 ε，这时便认为该小波函数对原信号的模拟就已足够好了。该方法可广泛应用于地球物理图象处理和对地震数据的压缩，模拟试验表明，应用该方法进行数据压缩，压缩比可达 1∶50，并且重构精度可达 10^{-3}。本文得到国家自然科学基金（49774230）资助。

约束递推最小二乘反演

李家康 胡 英

（中国石油勘探开发研究院，北京，100083）

地球物理反演问题通常是超定的方程组形式

$$y=Gm+u \tag{1}$$

但是由于采集系统的不规则以及数据误差使得系数矩阵 G 通常是病条件的。因此，某种约束正则化是需要的。方程（1）的正则最小二乘可以记为下述函数的极小

$$s(m)=\frac{1}{2}\left[(Gm-y)^{T}D^{-1}(Gm-y)+(m-m_{0})^{T}C_{0}^{-1}(m-m_{0})\right] \tag{2}$$

矩阵 D 是数据协方差矩阵，矩阵 Co 可认为是模型协方差矩阵，表达先验资料或模型参数间相对权和相关关系。矩阵 Co 作为一种正则控制参数产生对 m_0 的偏置。方程（2）的解等效于增广矩阵系统的最小二乘解。这等同于将初始模型 m（0）及其协方差 C（0）函数作为额外的先验数据加入到观测数据方程之中。

在旅行时层析中，矩阵 G 为稀疏的，使用满矩阵反演是低计算效率的。最小二乘一次完成算法占用内存量大而且不能用于在线交互反演，解决这个问题的办法是把它化成递推最小二乘算法。其基本思想可概括成：

新的估计值 $\hat{m}(n+1)$ ＝老的估计值 $\hat{m}(n)$ ＋修正项

递推最小二乘等效于全矩阵反演，但采用逐条射线顺序进行。所有正则化方法都可应用于 RLS，各种现存的正则化原理都是对子问题最优的，这样就可准许对模型参数变约束。最优加权因子被引入到递推最小二乘中，形成动态约束递推最小二乘（GRLS）算法。在 RLS 中，后验协方差是一个副产品，能用于不确定分析。

已知现有的 $\hat{m}(n)$ 和第 n+1 个方程并运用矩阵求逆引理可得到递推最小二乘（RLS）算法：

$$\hat{m}(n+1)=\hat{m}(n)+K(n+1)\left[y(n+1)-g(n+1)\hat{m}(n)\right] \tag{3-1}$$

$$K(n+1)=C(n)g^{T}(n+1)\left[g(n+1)C(n)g^{T}(n+1)+d(n+1)\right]^{-1} \tag{3-2}$$

$$C(n+1)=\left[I-K(n+1)g(n+1)\right]C(n) \tag{3-3}$$

它等同于统计卡尔曼滤波。一个非常简单的递推方程组序列代替了直接矩阵求逆。

因为 RLS 是行作用方法，它能避免对零元素操作，可以减少需要的计算机时间和内存。

定义 C（0）和 m（0）作为附加方程，与实际数据方程一起联合反演。因此，理想上希望定义一个参数能在加权数据失配和加权模型范数之间提供一个“最优”折衷。

如果令 C（n）＝I 和 d（n+1）＝0，则该方法类似于代数重构技术。这意味着在 ART 中每一条射线的影响是独立的。在 RLS 中应用的正则化约束通常独立于 RLS 本身。因此，任何类型的约束都可以应用去形成约束递推最小二乘反演（CRLS）方法。在 CRLS 中，最优权能容易地加到一个正则行活动中，这将导致动态正则法。

理论上说递推最小二乘能给出向全矩阵一次完成反演相同的结果，但实际上数值解并非如此。加入正则约束是必须的。在递推处理中，约束正则条件使 CRLS 的过程稳定。

实际中数据协方差描述是不可能的。因此，D 和 C_0 实际都作为正则矩阵加入到反演方程中。当和其它迭代算法如 ART 和 LSQR 相比较时，使用 CRLS 的主要优点是它容许我们自动地去计算修改的协方差矩阵。这对不确定分析是非常有用的。CRLS 更吸引人的地方是，模型可以在线（交互）快速修改。

利用混合编码遗传算法求解位场反演问题

陈　超

（中国地质大学地球物理系，武汉，430074）

遗传算法是一种求解地球物理反演问题非线性方法，它在克服多解性即搜索全局最优解方面有其独特的优势。但传统（标准）遗传算法存在缺陷，主要表现在搜索效率和搜索范围方面。采用十进制编码，交换算子的搜索能力受到制约；而采用二进制编码，变异算子的搜索空间又受到限制，存在较大“盲区”。此外，地球物理反演问题中的多解性往往形成众多的次优解，只有不断产生有效的“基因物质”才能使进化有序地进行下去。传统遗传算法变异作用一般不大，影响了群体中新“基因物质”的产生，一旦群体陷入局部次优极值造成“早熟”便很难摆脱。混合编码遗传算法综合了二进制编码交换操作和十进制编码变异操作的优势，同时增强变异的作用，有效地提高了搜索全局最优解的能力。混合编码遗传算法主要采用了以下技术：

(1) 用二进制码实现除变异以外的其它基因操作。采用二进制编码使遗传算法具有较好的性能，尤其表现在交换的搜索能力上。如果用 L 位二进制码表示一个十进制变量，每个个体由 m 个变量组成，十进制码交换点位置有 $m-1$ 个，二进制码交换点位置有 $Lm-1$ 个。显然，两个完全不同的个体进行交换，二进制码产生新个体的可能性比十进制码大，且 L 和 m 愈大，差异愈明显。用二进制码实现交换操作能够更好地保持群体的多样性，有效地进行多点搜索。

(2) 用十进制码和二进制原码反码实现变异操作。变异是产生有效基因物质的重要手段，高效率的变异可以使群体在收敛于某局部次优极值情况下迅速地摆脱，从而寻找全局最优解。若用 L 位二进制码表示取值 $0\sim2^L-1$ 的十进制变量，二进制码变异后新变量只能有 L 种取值可能，存在较大盲区。而用十进制码表达的变量变异后新变量则有 2^L 种取值可能，显然比二进制码搜索能力强。另外，一个二进制基因串的原码与其反码共同进行变异操作可使搜索能力提高一倍。因此，采用十进制码变异以及二进制原码、反码变异联合操作，可提高变异操作的搜索能力，有效地产生新的“有效基因物质”。

(3) 适当提高变异概率。变异在传统遗传算法中是占次要地位、起调节作用的基因操作，其操作概率一般很小。适当地提高变异概率，为混合变异操作创造空间。

(4) 在群体繁衍迭代中每代均保留 1～3% 的最优个体直接进入下一代，以减少群体收敛过程的振荡。保持进化过程中群体的稳定。

利用混合编码遗传算反演多边形截面二度体重力异常取得了很好效果。用 Talwani 公式作正演计算，多边形角点坐标与异常值呈非线性关系。理论模型试验表明，对于形态较复杂的模型，可以摆脱众多局部次优解，收敛于理论模型。下面表中列出了三种模型的反演结果对比。

标准遗传算法与混合编码遗传算法（运算 20 次）结果对比

模型（参数数目）	收敛到全局最优（理论模型值）的次数	
	标准 GA	混合编码 GA
三角形柱体（6）	6	20
四边形柱体（8）	2	20
五边形柱体（10）	0 （进化＞3000 代）	20

反演计算时，模型初值随机选定，多边形角点只需约束在异常地带下半空间内。

混合遗传算法还可以用确定函数形式不确定的非线性预测模型，实例表明效果良好。

近震源破裂过程反演研究—I. 方法和数字试验

周仕勇 陈晓非 刘金朝 盖增喜

(北京大学地球物理系，北京，100871)

震源破裂过程的反演目前多采用波形拟合反演的思想。大多是在由先期研究设定震源位置和断层方位，将断层面划分成若干子单元（子断层），把各子断层滑动产生的地震波场按一定时间延迟叠加，得到整个震源破裂引起的地震波场，通过与观测到的地震波形拟合，反演计算断层面上各子单元上的破裂参数，勾画出震源破裂过程。

震源破裂过程反演所依据的基本方程可表达为：

$$A(\tau)\cdot X=b \tag{1}$$

式中：τ为需反演的各子破裂单元破裂延迟时间向量，A（τ）为包含自变量因子τ的格林函数矩阵；b为由真实地震波形记录构造的观测数据向量；X为需反演的各子破裂单元上的位错矢量矩阵。

现在国际上采用的种种反演计算方法大体可分为线性和非线性两类。线性方法是通过假定断层面各子单元的破裂可能发生在其预先设定（通过假定破裂传播方式和传播速度）的多个子时间窗内，这样格林函数矩阵简化为了不包含破裂延迟时间、由若干子单元和子单元在多个子时间窗发生的子破裂组成的常系数矩阵，基本公式为：

$$AX=b \tag{2}$$

其中A为由各子破裂单元在预先设定的多个时间窗发生破裂构成的格林函数矩阵，因而与（1）式不同的是格林函数矩阵A不包含破裂延迟时间因子，且由于假定子破裂单元在每一个预先设定的时间窗中都可能发生了破裂，则A矩阵变为n×ml维矩阵（其中，m为子破裂单元数；n为资料点数；l为预先设定的时间窗个数）；式中X为各个子破裂单元在每一个时间窗破裂的位错矢量构成的矩形，同样X将扩充为ml×1的矩阵。

线性方法具有计算速度快等显著优点。但由于这类方法须事先设定破裂传播方式和传播速度，一旦震源真实破裂方式（如多破裂点、实际震源破裂传播速度偏离模型设定的速度等）与假设破裂模型差异较大，线性方法就难以反演出震源的真实破裂图象。

20世纪80年代后期，由于非线性反演理论研究的发展，一批研究者开始将各种非线性全局搜索方法引入震源过程反演中。非线性反演法由于将各子断层的破裂延迟时间、破裂持续时间与子断层上的滑动矢量一道作为未知矢量求解，无须事先假定每个子单元的多个可能破裂时段，因而一般不须事先设定震源破裂的传播方式和传播速度。但上述非线性反演方法均属于统计搜索求解，而这类统计搜索反演方法虽然从理论上说具有全局寻优的特点，但当所反演的未知量较多（即：高维反演问题）时，即使看起来取了“大数量”种模型样本，若将这些“大量的”样本放在高维模型参数解空间，我们常常会发现样本点在参数空间的分布实际上是很稀疏的，即出现统计学中称之的“维数祸根”。

本研究利用非线性规划研究的最新成果，设计了一种全新的反演方法，直接根据（1）式建立反演模型和目标函数。并通过大量数字试验表明该方法能克服传统的线性矩阵法反演结果过于依赖初始模型的不足，又能解决传统的非线性全域搜索法在高维解空间搜索效率低，经常因搜索不够出现伪解的问题。

本研究为国家重点基础研究发展规划《大陆强震机理与预测》项目资助，批准号：9513－05－04

关于一种新的地震定位方法的探讨

田　玥　陈晓非

（北京大学地球物理系，北京，100871）

地震定位是地震学中最经典、最基本的问题之一，对于研究诸如地震活动构造、地球内部结构、震源的几何构造等此类地震学中的基本问题有重要意义。此外，基于快速准确的地震定位的地震速报，对于震后的减灾、救灾工作也是至关重要的。因此，地震学家一直在不断改进或提出新的定位方法。现行的线性定位方法大多是源于 Geiger 的经典方法，通过对走时求偏导数做一阶近似，从而将非线性问题转化为线性问题求解。

这里，我们提出一种不同于 Geiger 的方法，它通过各台站 P 波和 S 波的到时差来定震源位置，再由震源求发震时刻，不需要对走时求偏导数。设震源位置为 (x_0, y_0, z_0)，发震时刻为 t_0. 台站 i 的位置为 (x_i, y_i, z_i)，P 波、S 波到时分别为 $t_{\alpha i}$，$t_{\beta i}$，震源到该台站的距离为 R_i. 采用均匀速度模型，P 波、S 波速度分别为 α，β。引入虚波速度：

$\tilde{v}=\beta^{-1}-\alpha^{-1}=(\alpha-\beta)\alpha^{-1}\beta^{-1}$，则有：$t_{\beta i}-t_{\alpha i}=R_i(\beta^{-1}-\alpha^{-1})=R_i\tilde{v}$，从而

$$R_i=(t_{\beta i}-t_{\alpha i})\tilde{v} \quad (1)$$

对台站 i 有：
$$(x_0-x_i)^2+(y_0-y_i)^2+(z_0-z_i)^2=R_i^2, \quad (2)$$

对台站 j 有：
$$(x_0-x_j)^2+(y_0-y_j)^2+(z_0-z_j)^2=R_j^2, \quad (3)$$

将方程 (2)，(3) 展开后相减，即可消去二次项，得到线性方程：

$$(x_i-x_j)x_0+(y_i-y_j)y_0+(z_i-z_j)z_0=\frac{1}{2}(r_i^2-r_j^2+R_j^2-R_i^2), \quad (4)$$

其中 $r_i^2=x_i^2+y_i^2+z_i^2$，将方程 (4) 用于三对以上的台站，即得到一线性方程组。R_i，r_i 可以求得，从而可以反演得到震源位置。

关于发震时刻，有方程：

$$t_0=t_{\alpha i}-R_i\alpha^{-1}, \quad (5)$$

也可将方程 (5) 用于 S 波或更多的台站，由方程组求得最佳的 t_0。

该方法还不够稳定，尤其是深度的定位精度较差，这直接影响到发震时刻的确定。在初步的数值实验中，当到时的扰动误差为 0.5%时，震中误差<1%，但深度误差可达 100%。另一难点在于选择适当的“台站对”进行相减，尽可能减小各方程之间的相关性，提高定位精度。经过初步实验，发现不同选取方法所得结果的精度相差非常大，使“台站对”的连线相交的效果较好。还有对解的评价等问题，都在进一步的讨论中。该方法的优点在于方法极其简单，定位速度非常快。数值实验表明最少只需四个台站，便可得到一般的定位结果。所以该方法可用于地震速报中的快速定位，也可用来确定精确定位程序中的初值。

本研究由“　政基金”资助。

利用点源叠加合成面源的理论地震图

盖增喜　杨朝辉　陈晓非

（北京大学地球物理系，北京，100871）

近场地震波携带着丰富的高频信息，对近场地震图的分析是我们更加细致地了解震源机制和地壳内部结构的有效手段，位移场在近场的分布情况在评价地表破坏程度和预测地震危险性方面都有重要地工程学意义。然而，对于近场问题，震源的尺度与接收点地距离是可比的，不应该被忽略，原先的点源近似不再适用。此外，破裂传播速度相对于地震波传播速度也不能忽略，因此，对于有限大小断层的理论地震图地合成成为我们研究近场问题地重要工具。

目前，分层均匀半空间中点源全波理论地震图合成理论已经发展到相当完善，本文就是利用陈晓非给出的层状半空间中点源格林函数解，对近场条件下有限大小的断层，通过有限点源的叠加的方法合成理论地震图。这种方法将断层划分为若干小的网格，使得每个网格的大小可以都满足远场条件，认为是一点源，对每个网格采用点源理论求出在接收点的位移场，最后将这些位移场加上各个点的时间延迟，叠加求得断层的理论地震图。与解析方法相比，点源叠加方法具有更高的灵活性，不受断层面形状和破裂传播方式的限制。因此这一方法，在震源物理特别是震源破裂的反演过程中得到了广泛的应用。这种方法的计算精度会随着网格细密程度增加而增加，但是网格数目的增加造成了计算量的增加。如何在保证精度的情况下，如何尽量减少划分网格的数目，也就是如何根据实际需要，找到网格的临界值从而提高计算效率，对于实际工作有着重要的指导意义。

首先我们通过与 Bouchon 利用二维离散波数法给出的一断层模型的位移场的比较，发现当划分的网格数目达到一定程度时，用点源叠加方法得到的结果与二维离散波数法的结果很好的符合，证明了点源叠加方法在合成面源理论地震图的合理性和可行性。我们定义满足一定精度要求时，所需要的网格的最小面积为网格面积的临界值。然后对网格临界值的大小与地震波的特征频率、震中距、方位角以及断层面破裂传播方式、传播速度和破裂大小的分布的关系进行了讨论。我们发现网格面积的临界值随着地震波特征频率的增大而减小，而随着震中距的增大这一临界值就会变大，这一点大致满足 $\Sigma \ll \lambda r_0/2$，其中 Σ 为断层面的面积，λ 为特征波长，r_0 为接收点的距离。而接收点方位角对临界值的大小也有影响，当接收点位于破裂传播相同或者相反的方向的时候，需要临界值更小。断层面破裂的传播方式对临界值的影响不大。破裂的传播速度越大，需要的网格面积的临界值越大，反之，就需要更小的临界值。当地震破裂均匀分布时，需要的临界值较大，分布越不均匀需要的临界面积就越小。我们在实际反演问题中，就需要根据实际地震数据资料，台站的分布、和根据已知的资料得到的震源破裂一些情况，大致确定好划分网格面积的临界值，从而能够在保证结果合理性的情况下，进一步提高工作效率。

地震波在二维不规则地形上的散射（1）：SH 波情况

张　坚　曹　军　陈晓非

（北京大学地球物理学系，北京，100871）

很多情况下，考虑横向非均匀的复杂介质结构的影响是不能忽略的，特别是非均匀尺度与特征波长相当的时候，为此人们发展了考虑横向非均匀的理论地震图的计算方法。这些方法中，基于边界积分的平面波展开方法相比数值方法和高频渐进方法有较高的计算效率，适用频率范围宽，便于对特定问题进行讨论或做出理论预测。此类方法最早是从研究 Moho 面的横向非均匀变化的 Aki-Larner 方法（1970）开始的，Aki-Larner 方法是被人们广泛使用的一种方法，具有原理简单、实现方便、可使用 FFT 高效计算等优点，较多的被人们应用于不规则地形、山地、盆地、褶皱沉积结构和不规则 Moho 面等问题；陈晓非（1990）发展了一种新的平面波展开方法——全局广义反/透射矩阵方法，它是经典反射率法的推广，具有清晰、完善的理论体系，是一种更为统一、有效的方法，适用于任意不规则界面和任意分层介质，可以模拟各种地震学中感兴趣的结构。这里，我们分别用这两种方法研究二维不规则地形的 SH 波散射问题，这一问题相对简单，容易实现，而且可以代表横向非均匀问题，此外，地形问题本身也是工程地震学和地震勘探等领域的重要研究内容。

本文详细推导了全局广义反/透射矩阵方法和 Aki-Larner 方法的基本原理，分析了 Aki-Larner 方法中的 Rayleigh 假设和 Aki-Larner 近似，尝试了分别用这两种方法计算不规则地形二维 SH 散射问题的频率域位移响应，一方面检验全局广义反/透射矩阵方法中弯曲界面上波场的展开表达式这一唯一假设的合理性；另一方面讨论 Aki-Larner 方法对不同地形模型的散射问题的计算结果和适用性。对半圆剖面地形问题，分别将两者计算结果与解析解进行比较，发现我们所得到的结果与两种方法各自的理论预期相一致，即，对任意的无量纲频率（不规则界面不规则尺度与波长的比值），全局广义反/透射矩阵方法的解都与解析解拟合的很好，证明了其广泛的适用性，也表明在全局广义反/透射矩阵方法中对界面上波场所做的展开是有效且合理的；而 Aki-Larner 方法对于较低的无量纲频率与解析解拟合的很好，当无量纲频率大于1时不能完全拟合，不过，频率域内解的失真仅局限于对应于不规则地形中变化陡峭的局部区域，这表明，即便对于不满足 Rayleigh 假设的不规则界面问题，我们仍可以用 Aki-Larner 方法来计算不在陡峭变化区域的观测点的位移响应。在由解析解验证了全局广义反/透射矩阵方法结果准确、适用范围广的特点后，我们又对盆地剖面、山谷剖面和山脉剖面模型，用全局广义反/透射矩阵法的解来进一步检验了 Aki-Larner 的适用性和其计算结果的精确性，结果显示，只要所考虑的模型是平滑的，Aki-Larner 方法对于较高的无量纲频率也能得到比较精确的解，而当不规则地形纵向尺度与横向尺度的比值较大时，对于不规则区域以外的点，Aki-Larner 方法的解仍是比较准确的；另外，山脉剖面模型的结果要比山谷剖面模型的结果拟合的更好一些，这也说明，对于不同的不规则界面模型，Aki-Larner 方法中 Rayleigh 假设和 Aki-Larner 近似的影响程度也是不同的。

在此基础之上，还可以进一步开展很多工作，比如考虑复杂分层的介质模型、进一步计算时间域内的位移响应、计算 P—SV 波激发和传播的情形等问题。可以看到，Aki-Larner 方法和全局广义反/透射矩阵方法分别对处理简单和复杂模型有各自的优越之处，全局广义反/透射矩阵方法本身是统一和有效的算法，如果能在计算效率上进一步改进提高，则显然较 Aki-Larner 方法要更具优越性，从而成为地震学研究的有力工具，因此，提高全局广义反/透射矩阵方法的计算效率，是下一步工作的主要方向。

台湾集集地震近场位移特征的初步研究

张海明　陈晓非　周仕勇

（北京大学地球物理系，北京，100871）

当地时间1999年9月21日，台湾中部发生了M_w7.6级的强烈地震（集集地震）。岛内密布的强震数字地震仪有效地记录了这次地震，记录得到的强地面运动资料直接提供了断层破裂行为的证据。从一次大震中获得这样大数量和高质量的近场纪录是前所未有的。从对近场加速度资料的初步分析，可以看出这次地震的两个显著特点：①它激发了南北走向的车笼埔断层的在总长约为105km的范围内的逆冲型运动，断层上盘相对于下盘来说经历了更为强烈的形变。②地震能量的释放主要集中在断层的北部，例如，台站TCU068附近的最大滑动达到十几米。由于永久形变是近场地震位移波形的重要特征，而此次地震在断层附近分布了众多的台站，这些台站装备的加速度地震仪的频率响应范围为0—50Hz，完全可以纪录到地表的永久形变，因此在断层附近的台站的纪录上会反映出地表的永久形变。但是，从加速度纪录中得到永久形变是困难的，因为位移是加速度的二次积分，而加速度中存在零点漂移和强震造成的漂移的成分，很小的漂移就会造成位移波形的严重失真（Chiu，2000）。

作为研究近场位移特征的第一步，需要解决如何由近场加速度记录无失真地得到速度和位移波形的问题。在本研究中，我们采用了一种简单而有效的算法，通过对加速度和速度分别作一次和两次校正，以GPS观测数据作为约束，可以有效地去除加速度纪录中的漂移成分，重现含有永久形变信息的位移波形。定义一阶拟合多项式：

$$f_i = b_0 + b_1 \cdot (i\Delta t) \qquad (i=1, 2, \cdots, N)$$

其中，b_0和b_1为待定参数；Δt为采样时间间隔；N为总采样点数。根据最小二乘法的原则，可以求出b_0和b_1为：

$$\begin{cases} b_0 = \dfrac{2(2N+1)\sum\limits_{i=1}^{N} f_i - 6\sum\limits_{i=1}^{N} if_i}{N(N-1)} \\ b_1 = \dfrac{12\sum\limits_{i=1}^{N} if_i - 6(N+1)\sum\limits_{i=1}^{N} f_i}{N(N-1)(N+1)\Delta t} \end{cases}$$

具体做法是：首先对于原始的加速度资料，用最小二乘准则对初动到达之前的波形作直线拟合，用整个波形减掉这条直线，得到去掉零点漂移的加速度波形，积分得到速度波形。然后对于速度波形，先做第一次校正：对初动到达之前的部分重复与前面相同的做法，目的是去掉由于加速度的背景噪声造成的速度的漂移；再做第二次校正；截取速度波形的尾部一段，用最小二乘法拟合出一条直线，称它与零线的交点为“折点”，把第一次校正后的波形的折点以后的部分减去拟合的直线，得到最终的速度波形。做第二次速度校正的目的是去掉由于强烈的地面运动造成的加速度的漂移。最后，对速度波形做积分得到位移波形。在对速度波形作第二次校正的时候，截取的尾部的长度有一定的主观性，对于时间窗足够长的纪录，截取的长度对最终位移波形的影响很小；而对于时间窗不够长的纪录，影响则很大，这时采用GPS的地表形变观测记录作约束，通过反复调整得到位移波形。实践证明这种方法是准确和高效的。

本工作由国家杰出青年科学基金项目资助。

逆散射序列的研究

丁　科　宋守根

（中南大学应用地球物理研究所，长沙，410083）

运用逆散射序列方法进行成像近来已引起国际上许多学者专家的密切关注。散射理论认为，地球介质是一种点散射模型，它将介质分为两部分，一部分是均匀的背景介质，地震波在其中传播时不产生反射和透射现象；另一部分是相对于背景介质的扰动介质，地震波在其中传播，在介质发生扰动的点则产生波的散射现象。这一理论模型，可以很好地描述波在介质中的传播。近来 Weglein 等人在运用逆散射方法来去除多次波方面，取得了较好的效果。不仅如此，它还可以克服 Born 近似只能对小扰动量成像的缺陷，而对大扰动量数据成像，其成像精度明显高于 Born 近似。下面分析一下它的性质及应用。

1. 散射序列分析

设从源点 r_s 激发的脉冲波 δ（t）在地球介质中的传播服从三维声波方程，其方程的解用 Lippmann-Schwinger 方程描述如下：

$$u_s(r|r_s,\omega)=G(r|r_s,\omega)+\int G(r,r',\omega)k^2\alpha(r')u(r'|r_s,\omega)d^3r' \tag{1}$$

式中 G 为格林函数，$k=\omega/c_0$，u 为总波场。根据扰动理论，总波场可以分解为入射波场 u_i 和散射波场 u_s 的叠加，将（1）式反复迭代，可以得到散射波场的表达式如下：

$$\begin{aligned}u(r|r_s,\omega)=&\int G(r,r_1,\omega)k^2\alpha(r_1)G(r_1|r_s,\omega)d^3r_1\\&+\int G(r,r_1,\omega)k^2\alpha(r_1)\left[\int G(r_1,r_2,\omega)k^2\alpha(r_2)G(r_2|r_s,\omega)d^3r_2\right]d^3r_1]\\&+\cdots\cdots\end{aligned} \tag{2}$$

为方便讨论，记 v（r）$=k^2\alpha$（r），并将（2）式改写成如下形式：

$$U_s=GVG+GVGVG+\cdots\cdots \tag{3}$$

式中第一项表示从源点激发的波，遇到散射点时与它发生相互作用，产生散射波，此散射波再传播回到接收点；第二项表示从源点激发的波与介质中的散射点发生两次相互作用后再传播回接收点，依此类推，所有传播到接收点处的散射波场叠加就是此点的散射波场值。

2. 逆散射反演的研究

上面的分析实际上是正散射序列，即从已知模型出发得到散射场值。反过来，为了从散射场数据获得模型参数的值，我们将扰动项写成如下的形式：

$$V=V_1+V_2+V_3+\cdots\cdots \tag{4}$$

这样将（4）式代入（3）式，并比较方程两边同阶次的数据项，可以得到：

$$\begin{aligned}&U_s=GV_1G\\&0=GV_2G+GV_1GV_1G\\&0=GV_3G+GV_1GV_2G+GV_2GV_1G+GV_1GV_1GV_1G\end{aligned} \tag{5}$$

通过依次求解方程组（5），我们就可以得到模型参数的值。

3. 结论

由于逆散散序列成像方法不仅考虑了散射序列中的线性项，而且考虑了其非线性项对数据的影响，因此其成像精度明显较 Born 近似高。然而，逆散射序列也是一种无穷序列，其稳定化的反演算法还有待进一步研究。

波动方程的一种新数值解法
——错格实数富氏微分算子

赵志新[1] 徐纪人[1] 堀内 茂木[2]

(1 中国地质科学院，北京，100037；2 日本科技厅，筑波，305－0006)

1. 前言

在三维完全不均匀介质中研究地震学的理论问题时或者在应用地震学的方法去研究地球内部介质的问题时，介质的横向不均匀性不能被忽略。应用地震波动场的离散数值解法研究地震波在空间传播问题的时候，更加显示出其特别的效用。由于离散空间的数值模拟方法可以使用无限逼近地球介质的三维不均匀模式，因此可以大大提高与地震波理论有关的研究问题的精度和可靠性。地震波动场的数值模拟研究开拓了地震学的新研究方法，它使得地震学研究摆脱了均均介质以及层状介质的束缚，提高了应用地震学方法的研究能力。

2. 拟富里哀变换法

Pseudospcetral Method，这里称为拟富里哀变换方法是地震波动方程数值解法之一。在使用该方法求解波动方程时或计算理论地震图时，它是将研究问题对象的空间划分为许多小格，在格子的节点上进行物理量的采样。用一对离散的富里哀变换和反变换的方法处理空间领域的微分运算，用差分法处理时间领域的离散微积运算。

3. 错格分割拟富里哀变换法微分法

在通常的拟富里哀变换方法中，有关的物理变量都在相同的离散节点（或节线）上采样。相关的空间微分运算也都在相同的书点处运算。这样一种分格的方法称为通常分格运算法。

另一种分格运算法一错格分割法（staggered grid strategy)。其原理是，一部分物理量是在格子的节点上采样，另一部分物理量是在相邻两个格子的节点的中间上采样。即在节点处位错 1/2 处进行的。错格分割法的优点是提高了全运算过程的稳定性和运算结果的精度。

4. 复数富里哀变换法错格分割微分法

用错格微分法求解波动方程问题时，一般常用复数富里哀变换法错格分割微分法。使用复数错格富氏微分法是首先将一个空间实数系列变换到波数领域中，求得实数序列的复数的富氏变换。乘于虚数（i）和波数项之后，再用复数富氏逆变换，将波数领域结果变换回物理空领域中去。实现微分运算。

5. 实数富里哀变换错格微分法

本文将导出一种新的错格分割富里哀变换微分法一实数富里哀变换错格微分法（RFFT staggered grid differentiation)。原理是，用实数富氏变换方法将一个空间实数序列直接变换到波数领域中，求得实数序列的实数的富氏变换；然后对实数序列的富里哀展开实施空间微分运算；经过适当的数学运算后，仍然可以使用普通的实数富氏逆变换，将波数领域结果变换回物理空领域中去。实现微分运算。

为了证实新的实数富里哀变换错格微分法的有效性，本文将新方法应用于两维的 SH 问题中，并将其结果和 CAGNIARD-DE HOOP METHOD 的理论结果相比较，两者吻合极好。又将新方法应用在地震波在不均匀介质中的传播问题中，其结果也证明了该方法的有效性，新方法是两维，或者三维地震波动方程的有效的数值解法之一。

6. 结论

该新方法的优点是比复数富里哀变换法错格微分法的运算速度快了 1/3；保留了复数富里哀变换法错格微分法中运算的精度和稳定性。是地震波动方程的有效的数值解法。

本研究得到了国土资源部 2000444 和 2000445 课题的资助。

非轴对称井孔声场三维应力—速度有限差分数值模拟

刘继生[1] 马 俊[2] 王克协[2] 谢荣华[1] 曾桂红[1]

(1 大庆油田有限责任公司测试技术服务分公司，大庆，163153；2 吉林大学物理科学学院，长春，130023)

在固井声波测井中，经常会遇到检测水泥环周向缺失情况的三维声测井问题，在这种情况下井孔声场是非对称的，对非对称井孔声场的理论研究需要使用半解析或纯数值方法。Cheng 等 (1995) 用直角坐标系下3维有限差分数值模拟了各向同性、各向异性介质下的井孔单极源和多极源激发的声场，在井外为均质地层时与解析解符合得很好。针对双相或多相介质井孔声场，Chen 等 (1997) 提出了在柱坐标系交错网格上模拟井孔弹性波场的3维应力—速度有限差分方法，考察了径向和轴向吸收边界条件，主要研究了测井仪器单极和偶极声系中隔声结构的优化设计问题。国内、外虽然进行了三维有限差分方面的研究，但还没有针对如套管井水泥环周向局部缺失这种既有径向分层又有周向分层情况井孔声场数值模拟的报道。本文在三维柱坐标系下使用交错网格上的应力—速度有限差分，数值模拟、分析了套管井非对称声场，为描述套管外水泥环周向分布情况提供了理论依据。

为考查套管外水泥环周向局部缺失的情况对声波水泥胶结测井的影响，根据测井仪的实际选取声源为环状线源 (轴对称)、频率为 20KHz，轴向接收距为 0.9m～1.5m (间距为 0.1m)，利用三维应力—速度有限差分方法，数值模拟了套管外水泥缺失180度情况下声场全波列。从波列图中可以看出，在水泥环缺失方位接收 (夹角为0度) 的套管波较强，与自由套管时类似，随夹角的增大，套管波的幅度有所减弱，到时也逐渐变大，这表明了接收到的套管波传播距离的增大，可见套管波的能量主要是通过水泥环缺失方位传播的。

目前有两种扇区水泥胶结测井仪被用来检查套管外水泥环周向缺失情况，一种是极板型的，发射器、接收器均贴靠井壁，并且其圆周方位不同；另一种发射器、接收器均为压电陶瓷环切割成八片，其中心与井轴重合，发射器、接收器呈直线排列，即圆周方位相同。

非轴对称声源置于水泥环缺失方位的中线上，利用有限差分数值模拟得到的套管外水泥缺失180度情况下周向各接收点的全波列。从波列图中可以看出，全波列中的首波为套管波，随接收点方位角变大，套管波的到时也变大，各方位套管波到时的连线为弧线，这说明套管波是沿圆形套管管柱传播的。随接收点方位角变大，套管波幅度减小，产生这种现象有两方面的原因，一是套管波传播距离的增加，二是接收点的方位离水泥胶结好的方位越来越近，方位角大于90度时套管外为胶结好的水泥环，此时套管波的衰减较大。随着轴向接收距的增大，套管波到达各方位接收点的距离越来越相近，但接收距为1.0m各方位接收的全波列图中，随方位角变大，套管波幅度并没有趋于相同的趋势，说明套管波幅度的减小主要是由于其衰减的增大造成的。

上述算例表明，对称声源情况下套管波的能量主要通过水泥环缺失方位传播，因此不能准确检测套管外水泥环局部缺失；对于非对称源，井孔中周向不同方位点应力、速度的不同反应了井孔声场的非对称性，利用声场的非对称性，在井孔中周向阵列设置接收器，可以检测井周介质的局部缺失。

通过非轴对称井孔声场三维应力—速度有限差分数值模拟，我们得到了扇区水泥胶结测井八扇区幅度反演模型 (见另文)，室内实验和现场实践都表明，这种测井方法可检测套管外大于45度的水泥环局部缺失。

三维交错网格有限差分方法及其在模拟地震波传播问题中的应用

张　伟　陈晓非

（北京大学地球物理学系，北京，100871）

为了有效研究地震波在复杂地球介质中的传播特征、反演震源破裂情况、研究地球内部精细结构，需要计算复杂介质中的地震图。对于任意复杂介质，计算地震图的最有效的方法是采用数值算法。目前常用的数值方法包括有限元、有限差分、伪谱法，其中有限差分方法由于适中的效率和系统需求而获得了广泛的应用。

有限差分方法以模型的基本方程形式不同分为位移差分、位移—应力差分以及速度—应力差分；以物理量的定义点不同而分为普通网格差分和交错网格差分（交错网格通过将物理量定义在同一网格不同的半格点和格点以及参数平均避免了在普通网格中当采用中心差分时所产生的棋盘误差）；以网格的形状分为均匀网格差分和不均匀网格差分，其中不均匀网格又分为不均匀连续网格和不均匀不连续网格。

本文以 Graves（1996）和 Pitarka（1999）提出的交错网格速度—应力差分方法为基础，研究了在交错网格中物理量在不同的半网格点定义时对计算结果的影响。

方程的形式：

$$\rho v_{i,t}=\tau_{ij,j}+f_i$$

$$\tau_{ij,t}=\lambda v_{k,k}\delta_{ij}+\mu\ (v_{i,j}+v_{j,i})$$

其中 $v_{i,j}$代表速度的第 i 个分量对 j 轴的微分，τ_{ij}代表应力分量，采用了角标求和规则。转化为差分形式如下（以其中的一个速度分量和一个应力分量为代表）

$$v^{n+1/2}_{xi+1/2,j,k}=v^{n-1/2}_{xi+1/2,j,k}+\ [\Delta t\ \overline{b}_x\ (D_x\tau_{xx}+D_y\tau_{xy}+D_z\tau_{xz}+f_x]\ |^{n}_{i+1/2,j,k}$$

$$\tau^{n+1}_{xxi,j,k}=\tau^{n}_{xxi,j,k}+\Delta t\ [\ (\lambda+2\mu)\ D_x v_x+\lambda\ (D_y v_y+D_z v_z)]\ |^{n+1/2}_{i,j,k}$$

边界条件的选取：自由表面采用应力反对称形式满足，即定义点没有恰好在自由边界的与垂向相关的应力分量关于自由边界反对称，这样在边界上就可以满足该分量为零，这种形式的自由边条件缺点在于只能处理规则的自由表面，如果引入坐标映射，也可以处理弯曲介面情况；吸收边界，在 Graves 以及 Pitarka 的文章中，使用的都是 Clayton 的 Al 吸收边界条件，这种吸收边界对以不同的入射角入射到边界的波的吸收程度不同，在本文中，我们使用了 Cerjan 的无反射边界条件，实现对任意入射角的波同等吸收，可以通过动态显示波动传播过程看出这种吸收边界的有效性；震源，可以通过位错和双力偶的等效性，将位错转化为双力偶，再转化为震源区的体力分布，加在速度分量上，或者在震源点将地震矩的时间微分直接作用到应力分量上，我们对这两种方法进行了验证，并对用有限差分计算地震图时可以使用的震源时间函数进行了检验。

复杂构造的克希霍夫绕射成像

潘纪顺　张先康　刘　志　王夫运　段永红

（中国地震局地球物理勘探中心，郑州，450002）

叠前深度偏移是地震成像先进技术之一，克希霍夫偏移应用到复杂构造具有独到之处。目前现有的克希霍夫偏移有两种：一种是以射线追踪计算走时为基础，另一种是以波动方程的程函解计算走时为基础。在复杂构造地区，将这两种方法应用到克希霍夫偏移就会发生严重问题，前者存在阴影带问题，后者则存在不完全成像问题。在高频近似下，我们根据费马原理、惠更斯原理和程函方程的概念，发展了一个兼用初至和续至走时的新的克希霍夫绕射成像方法，克服了现有两种克希霍夫偏移存在的问题，对复杂地区的地下构造成像方面具有实质的改进，它对活断层、油气层的精确定位具有现实意义。新的方法可以处理任意的速度变化和任意的排列布置，例如垂直地震剖面、跨孔和地表反射地震勘探等。

首先进行新的克希霍夫绕射成像方法的指导，格林第二公式（Mors eand Feshbach，1953）为：

$$\int_{s_0}(U\nabla G - G\nabla U)ds = \int_{v}(U\nabla^2 G - G\nabla^2 U)dv \tag{1}$$

式中 s_0 为积分表面，v 为表面 s_0 所包围的体积。从（1）式出发，高频近似条件下，将互易性原理应用到格林函数，像点是记录波场和源被外推到同相位的空间点，依据克莱鲍特的成像准则，得到本文所述的克希霍夫绕射成像公式：

$$R(\vec{r}) = -\frac{2}{A_i}\iint\left[u_s(\vec{r}_0,\tau_s+\tau_i)\nabla A_s - \nabla\tau_s A_s\frac{du_s(\vec{r}_0,\tau_s+\tau_i)}{dt}\right]ds \tag{2}$$

（2）式应用真实幅值，适用于任意速度变化以及任意观测表面。

复杂地区，走时计算对于成功地将格林函数应用到克希霍夫偏移中是至关重要的。我们利用弯曲波前方法，提出了一种包括续至的走时计算方法。在绕射成像中，地下所有的点均被看作点散射体或绕射体。从炮点到接收点间建立差分网格，格点处时间同邻近点的走时相关，每个相邻点看作一个次级源，源点处的初至走时能够通过选择作为次级源相邻点发出的波的最小走时而得到，次级源点及源点并不局限于网格点，非网格处的走时是通过插值法计算而得到。因而，依据前向和后向传播的定义，任意点处的走时从 16 个可能的走时中选择，它们分别是 4 个单元边界走时 t_{cb}，4 个局部绕射走时 t_{ld} 和 8 个插值走时 t_{int}，那么格点处的初至走时 $t_{first}=\min(t_{cb}、t_{ld}、t_{int})$ 得到，同样，续至走时看作是局部绕射走时 t_{ld} 和插值走时 t_{int} 的最小值，即由 $t_{lster}=\min(t_{ld}，t_{int})$ 得到。具体计算时，首先将源点的走时初始化为零，然后，沿前向方向计算源点右邻格的三个点，再继而计算源点右邻格的其余点，分别沿 +x 和 −x 方向计算 t_{first} 和 t_{later}；沿后向计算走时，同样分别沿 +x 和 −x 方向计算 t_{first} 和 t_{later}；将初至走时和续至走时同时应用到克希霍夫绕射成像中来建造格林函数的相项，最后依据克莱鲍特的成像准则进行成像。

在强速度对比介质中，由 SU 软件产生理论的速度模型和六炮共炮点理论地震图，速度模型宽 4000 米，深 2500 米，为三层层状模型，上、下层速度均为 3000m/s，中间层速度为 2000m/s，在横向 1200 米处、纵向 800～1200 米深度处均存在较大的速度对比。共炮点数据理论地震图表示第一道位置为 50 米，炮间距 300 米，最近炮点检波器位于 100 米，道间距 25 米，偏移距 50 米。将新的克希霍夫偏移方法同以射线追踪或程函解为基础的两种克希霍夫偏移方法作了对比，前者较后两种方法取得更好的成像，低速度层上下界面、陡倾界面和反转构造均得到很好的成像。将新的克希霍夫绕射成像方法应用于三河平谷、延怀盆地等深、浅层地震勘探的实际资料，获得了十分满意的结果。目前该方法技术在 Unix 和 Linux 系统下均可快速完成成像。

本研究由国家重点基础研究专项经费（G1998040702）资助。

复杂地质结构体的三角形曲面建模和快速射线追踪

徐果明[1] 徐 涛[1] 蒋先艺[2] 罗开云[2] 李迎春[1] 高尔根[1]

(1 中国科学技术大学地球和空间科学系，合肥，230026；2 中国石油天然气总公司物探局专家办，涿州，072751)

射线追踪是地球物理层析成像，偏移及地层结构和速度反演中的一项重要的基础工作，在各种应用领域中涉及成千上万次重复计算；同时，随着地球物理工作的深入，研究的地层结构变得越来越复杂，因此，研究复杂结构下的快速射线追踪已成为急需的课题。

过去在射线追踪的工作中都是采用层结构，即每一个地层都必须在所研究的区域内伸展到四周边界。对于复杂的地层结构，例如逆断层，透镜体，蘑菇云体等，这种传统的地层描述方法变得十分复杂和困难。为此，我们完全推翻了传统的层状结构的概念，对三维地质体的描述采取了体→块→面→边→点→坐标的块状层次结构。在这样的块状结构下地质体将被完全确定。这种块状结构非常适合于用C++语言中的类→对象结构作描述，C++语言不但比Fortran语言有更强的描述方法和功能，而且能很方便地利用操作系统的许多功能。

在上述三维地质体的层次结构描述方法中，最为关键的是曲面的描述，不仅是构造模型的关键，必须考虑到追踪时要快速准确的找到一条射线和曲面的交点，这是决定追踪速度快慢的最重要的因素。我们分别使用了Coons曲面、矩形域上的Bezier曲面和法线光滑化的三角形曲面，方案中最终采取了三角形曲面来建模。三角形曲面是指模型中的曲面全部由三角形构成。三角形曲面在复杂地质体的建模方面有其十分方便的优点，用面→三角形→点类结构可以完全确定曲面。三角形块状模型不仅可以构造任意复杂的三维地质体，利用三角形的面积坐标来判断交点是否在三角形内部，很快的求出交点。为了解决曲面上三角形法线的突跳问题，我们用插值的方法使在整个曲面上法线方向光滑化、取得了良好的效果。

在射线追踪方法上，我们使用了试射迭代法（打靶法）和迭代射线追踪的方法。对模型中，一个炮点一个接收点用打靶法试验计算时间，我们试用了四种方法：单纯形性法，迭代748次左右；三角形一分为二法，迭代一次精度提高两倍，试射315次；三角形一分为4法，迭代一次精度提高四倍，试射153次；用我们自己提出的直接寻找新的三角形法，利用上一次试射的结果，直接寻找新的试射三角形。在许多情况下，迭代一次甚至精度可以提高5个数量级，在于与前者同样的情况下，只要迭代一次，总的试射只有4次，就可以满足要求。并且前几种方法一般只能达到米的精度，而最后一种方法达到的精度可以达到很高，例如毫米级，甚至更高。这四种试射迭代方法对不是很复杂的模型都能够实现成功的射线追踪，对非常复杂的模型，对于有的情况，就要增加试射的密度，与二维不同，工作量就会呈平方的量级增加，这时就要考虑采用射线路径迭代追踪的方法。射线路径迭代追踪的基本思路是以最小走时作为射线的真正路线，求取在曲面上初始透射点或反射点的一阶修正，通过迭代可以很快逼近真正的值。块状模型在迭代射线追踪过程中，会遇到路径点的增点和减点问题，需要进行特殊处理，这时对于块结构来说程序的逻辑要远比层结构要复杂。迭代射线追踪在效率上比打靶法要高得多，在我们的试验模型中，对于共炮点情况下的100接收点，即100条射线路径，精度定为1毫米，在微机上的全部计算时间只有0.5秒。但是打靶法在全面搜索方面有一定的优点，两种方法的结合使追踪能适应于十分复杂的地质体，并实现快速射线追踪。

我们在VC6.0软件平台基础上编制了整套软件，成功的实现了上述基本思路。在复杂地质结构中进行了三维射线快速追踪，取得了很好的效果。它十分适应于地球物理勘探中，野外数据采集系统布局的三维射线追踪。在初模型下，需要预先估计三维采集系统的可能的效果，并改善采集系统以取得最佳效果，这时本软件发挥了作用。加变通后，本方法也能适用于其他需要三维射线快速追踪的场合，如三维叠前偏移中的射线追踪部分等。

三维射线有限差分混合地震模型及应用研究

徐朝繁　张先康　段永红

（中国地震局地球物理勘探中心，郑州，450002）

岩石圈结构表现为不同的非均匀规模长度，从全球尺度的板块构造到中等规模的区域块体结构至最小尺度的岩石微破裂，探测研究这些广泛尺度的非均匀结构及其特征与岩石圈演化、地质灾害、非可再生资源分布的关系，一直是地球学科前沿最活跃的研究课题之一。对于这些广泛规模长度的非均匀结构，主动源地震方法由于它固有的特点能给出分辨最高的精细结构图像，其分辨尺度从浅层地震勘探的千分之一公里至宽角反射/折射研究的公里量级，资料解释中常用的波场模拟方法有射线追踪和有限差分算法。

射线方法是一种高频近似方法，在非均匀规模长度较大的平滑结构介质中特别有效，可对特定的波场进行模拟计算，这在实际资料处理中是很有用的。但若用于小尺度复杂结构区域，如断裂带、薄迭层和具有强烈褶皱构造的造山带等存在着较大的困难。此外、高频近似方法不能用来计算面波、首波和某些类型的绕射波。有限差分方法基于一定波动方程的数值解，在网格点上给定模型参数值，根据一定的差分格式，可求得各网格点波场的分布。该方法可适用于任意复杂结构模型，常用于给定模型初至波的计算。在有限差分区域，类似于一个"黑箱"，即不能对特定的波场进行模拟，而且要求对模型的网格化要足够密，在最小波长范围内至少应有两个网格线，在实际计算中，一般十个网格线较为合理。这就意味着有限差分方法很难用于大区域结构问题、尤其是三维结构模型的计算。

在岩石圈结构的主动源探测研究中，其研究区域的非均匀规模长度差别较大，同时存在着尺度大结构简单的平滑区域和尺度小结构复杂的非平滑区域。在平滑区域，射线追踪方法特别有效，而在非平滑区域，应该用有限差分算法。用一定的方式把射线追踪和有限差分方法结合起来，用于同一模型不同尺度非均匀结构区域波场的计算在国内尚无先例，在国际上，曾有人用于石油地质结构的研究，取得了较好的结果。

为了对这些在同一模型中既有大规模平滑结构又有小尺度复杂结构区域的地震波场进行模拟计算，提高主动源地震测深资料的解释能力，本文偿试开发用于非均匀规模尺度变化较大区域的波场模拟技术，首先对现有的高频近似和有限差分算法特点进行了比较研究，对这两种方法的优劣进行了探讨，并进行了若干数值模拟计算试验，在对现有有限差分算法改进的基础上，基于三维结构中两点射线追踪的分步搜索法，研究开发出了能用于不同非均匀规模长度地震模型重建的射线有限差分混合方法，其基本过程主要有四步：

（1）根据研究区域的实际地质构造尺度及复杂程度，将计算模型划分为平滑区域和非平滑区域，对于非平滑区域，根据所用地震信号的最小频率大小，确定有限差分网格密度；

（2）用射线追踪方法，计算出非平滑区域边界人射波场，初始化波场人射侧有限差分网格；

（3）用有限差分算法计算非平滑区域地震波场；

（4）采取适当步骤，用射线追踪方法把有限差分算法计算的散射波场延拓到接收点。

射线有限差分混合方法利用了高频近似方法和有限差分算法各自的优点，可用于非均匀规模长度差异较大模型波场的计算，在射线方法失效的区域，用有限差分方法，这样可真正实现对任意复杂结构模型波场的模拟计算，为了说明该方法的应用潜力，给出了一些数值计算实例和初步应用结果。

本研究由国家重点基础研究专项经费（G1998040702）资助

球坐标系下试射法三维射线追踪

梁春涛　罗显松　朱介寿　曹家敏

（成都理工大学地球物理系，610059）

射线追踪是一种快速有效的波场近似计算方法。试射法射线追踪是对由源发出的一束射线的出射角进行调整，找出最接近接收点的一条射线作为地震波传播路径，计算其走时。在所有的方法中试射法具有计算精确和效率高的特点，适合于运用高性能运算工具进行高分辨率的正演计算。本文目的在于建立球坐标系下的三维射线追踪系统，得到射线路径和走时。

对非均匀完全弹性介质中的地震波建立射线追踪系统

$$\frac{d\tau}{ds}=\frac{1}{\upsilon} \qquad \frac{d\vec{X}}{ds}=\upsilon\nabla\tau \qquad \nabla\left(\frac{1}{\upsilon}\right)=\frac{d}{ds}\left(\frac{1}{\upsilon}\frac{d\vec{X}}{ds}\right) \tag{1}$$

其中 υ 代表纵波或横波的速度，$\vec{X}=\vec{X}$（x^1，x^2，x^3）表示任一条射线，s 为沿射线传播方向弧长

在曲线坐标系下，将以上射线追踪系统进行离散化，令 $p_j=\frac{\partial\tau}{\partial x^j}$，$p_j$ 称为慢度矢量（走时梯度）的第 j 个分量，τ 为相位函数，基矢量 $\vec{a}_i$（i=1，2，3）为酉矢量，基矢量 $\vec{a}^i$（i=1，2，3）为 $\vec{a}_i$（i=1，2，3）的互易基矢量。$G^{ij}=\vec{a}^i\cdot\vec{a}^j$ 为逆变量（Contravariant）矩阵。则标量梯度公式为（2）式

$$\nabla\tau=\sum_{i=1,3}P_i\vec{a}^i=\sum_{i=1,3}P_i\sum_{j=1,3}G^{ij}\vec{a}_j \tag{2}$$

于是有

$$\nabla\left(\frac{1}{\upsilon}\right)=\sum_{i=1,3}\frac{\partial\frac{1}{\upsilon}}{\partial x^i}\vec{a}^i=\frac{-1}{\upsilon^{-2}}\sum_{i=1,3}\frac{\partial\upsilon}{\partial x^i}\vec{a}^i \tag{3}$$

又

$$\frac{d}{ds}\left(\frac{1}{\upsilon}\frac{d\vec{X}}{ds}\right)=\sum_{i=1,3}\frac{d}{ds}\left(\frac{\partial\tau}{\partial x^i}\vec{a}^i\right)=\sum_{i=1,3}\frac{dp_i}{ds}\vec{a}^i+\sum_{k=1,3}P_k\sum_{j=1,3}\sum_{i=1,3}-\Gamma^k_{ij}\vec{a}^i\sum_{l=1,3}\upsilon G^{jl}pl \tag{4}$$

其中 Γ^k_{ij} 称为第二类克里斯托夫（Christoffel）符号

故得到曲线坐标系下离散的射线追踪系统

$$\frac{d\tau}{ds}=\frac{1}{\upsilon},\ p_j=\frac{\partial\tau}{\partial x^j},\ \frac{dx^i}{ds}=\upsilon\sum_{j=1,3}G^{ij}p_j,\ \frac{dp_i}{ds}=\frac{-1}{\upsilon^{-2}}\frac{\partial\upsilon}{\partial x^i}+\sum_{k=1,3}\sum_{j=1,3}\sum_{i=1,3}-\upsilon\Gamma^k_{ij}G^{jl}p_lp_k \tag{5}$$

该射线追踪系统实际上为一阶常微分方程组。

球坐标系下协变量（Covariant）矩阵和克里斯托夫变量短阵如下，其中 G^{ij} 为协变量矩阵，G_{ij} 为逆变量矩阵。而 Γ^1_{ij}，Γ^2_{ij}，Γ^3_{ij} 分别为克里斯托夫变量矩阵。

$$G^{ij}=\begin{bmatrix}(r\cos\theta)^{-2} & & \\ & r^{-2} & \\ & & 1\end{bmatrix} \qquad G_{ij}=\begin{bmatrix}(r\cos\theta)^2 & & \\ & r^2 & \\ & & 1\end{bmatrix} \qquad \Gamma^1_{ij}=\begin{bmatrix} & -\tan\theta & r^{-1}\\ -\tan\theta & & \\ r^{-1} & & \end{bmatrix}$$

$$\Gamma^2_{ij}=\begin{bmatrix}\sin\theta\cos\theta & 0 & 0\\ 0 & 0 & r^{-1}\\ 0 & r^{-1} & 0\end{bmatrix} \qquad \Gamma^3_{ij}=\begin{bmatrix}-r\cos^2\theta & & \\ & -r & \\ & & 0\end{bmatrix}$$

在给定的初始条件下，将以上球标系下的协变量和克里斯托夫变量，代入方程组（5），用经典 4 阶 Runge—Kutta 法的 Gill 修正公式或汉明（Hamming）预测—矫正法求解即可得到射线路径和走时。

本项目为国家自然科学基金重点项目（编号 49734150）及国土资源部专项计划（编号 20001010）资助

高频和高阶 Rayleigh 面波频散、本征函数及地层结构反演

陈 敏 徐果明 肖 翔

（中国科学技术大学地球和空间科学系，合肥，230026）

从高频 Rayleigh 波中准确地提取面波的相速度频散曲线，是反演浅层地层结构的有效途径。本文用两种的方法来实现频散计算：即传播矩阵法和系统方程积分的方法，我们在两方法中所有的模型都是用叠置于均匀半空间上的均匀层或层中垂直方向非均匀。我们着重研究了高频、高阶面波的频散特性以及相应的本征函数（位移应力向量随深度的变化）以及能量密度随深度的变化，相速度频散曲线对不同参数的扰动的敏感程度，并结合地震勘探数据处理的问题，讨论了该项工作的现实意义。针对对地球浅层中较短波长的 Rayleigh 波的物理特性，本文着重探讨了两种具有代表性的模型：叠置于半空间上的两层均匀介质（每层厚 15m，泊松比为 0.25），体波波速自上向下为低、中，高速的 LMH 模型和中、低、高速 MLH 模型。

一般情况下，对于一定的振型的 Rayleigh 波，相速度呈现正频散；对于一定频率的 Rayleigh 波，折型的阶数越高，相速度值越大。体波速度随层的深度增大而增加的 LMH 模型，其不同振型的相速度频散曲线完全满足上述现象。但是对于 MLH 模型，我们发现面波基阶和第一阶振型的相速度频散曲线发生交叉的现象，即在一定频率范围内，基阶振型相速度大于第一阶振型；同时相速度出现负频散。相对基阶振型，一定频率范围内，高阶振型的频散更为明显。在频散明显的频率范围内得到的数据在反演地球内部介质结构的过程中有重要的意义，它可以使反演迭代收敛。因此利用高频 Rayleigh 面波反演浅层的地下结构时，可以引入高阶振型的面波频散数据。此外，MLH 模型下的 Rayleigh 波的基阶和第一阶振型的群速度出现较为明显的负频散。由于在半空间中无上行波，本文推导出在半空间中适用的传播矩阵，并计算出水平、垂直位移及能量密度随深度变化的曲线。Rayleigh 波是 P 波和 SV 波相互作用的结果，其位移解过零点呈现出比 SH 波更为复杂的情况，水平位移和垂直位移在不同的深度分别过零点，而且，并不是某阶振型就会对应某确定个数的零点。对同一振型，两种模型下能量变化相同点是：半空间中，能量都随深度的增加而衰减，高频的能量随深度衰减更快，即长周期的 Rayleigh 波穿透深。而 MLH 模型下，基阶和高阶振型 Rayleigh 波（除截断频率附近的曲线）的合振幅都在中间层（即低速层内）达到峰值。对于固定频率的 Rayleigh 波：LMH 模型下，高阶振型穿透深；MLH 模型下，基阶振型的能量出现异常，在半空间以上的低速层能量积聚最多，能量最大，其余高阶振型间的能量大小关系和 LMH 模型下的结果相同。本文还通过两种途径分别计算任意层表象参数横波波速，纵波波速，密度的扰动对 $\delta c/c$ 的影响。途径一：通过传播矩阵法直接求出扰动前后的相速度值。途径二：不用求出扰动后的相速度值，而是运用 Rayleigh 波的变分原理，通过公式法求 $\delta c/c$。实际程序计算结果中，两种方法求出的相速度的变化百分比有着很好的一致性，公式法由于不用求扰动后的相速度，省去了迭代，计算速度更快。为了对反映地球介质性质的弹性参数有更明确的认识，我们采取了另一套 μ，λ，ρ 的参数系统，分别讨论了在两套参数系统下，相速度频散曲线对不同参数的扰动的敏感程度（各参数扰动前后变化的百分比相同）。计算结果表明，Rayleigh 波的相速度对横波波速更为敏感，或者说对 μ 及对 ρ 的敏感相近，但符号相反，对 λ 的敏感度要小一个量级。

通过数值模拟表明用模拟退火的方法并且同时用 Rayleigh 波基阶和高阶振型的频散资料，能更好的反演得到地层结构。通过对勘探地震频带的资料处理，我们得到了 Rayleigh 波基阶和高阶振型的频散资料，反演了地层结构。

本课题由国家自然科学基金资助（编号 49974008）

基于图像处理的相速度频散曲线自动追踪方法

姚华建　肖　翔　徐果明

（中国科学技术大学地球和空间科学系，合肥，230026）

面波频散的方法是研究地壳和上地幔的大尺度结构及其横向、纵向的不均匀性的一种强有力的手段。从长周期的面波记录上提取双台间大圆路径相速度频散的方法主要有：同相位追踪对比方法，谱分析相位差法，互相关相位差法及时变滤波的互相关方法。传统的互相关方法求相速度频散曲线是先绘制互相关振幅谱等值线，再在等值线图上用手工描点的办法绘出频散曲线，这种方法存在很大的不精确性，而且效率很低。本文在互相关方法的基础上，提出一种基于图像处理的相速度频散曲线自动追踪方法，用于求取大圆路径上的双台面波相速度频散曲线，大大提高了相速度频散曲线的求取精度与效率。

我们首先对原始的双台垂直向地震资料进行窄带滤波处理，给出 m 个中心周期 T_i（i=1，2，…，m，且为等周期间隔）的互相关矩阵 $C_{n\times m}$值，其中 n 为双台互相关方法中一个地震波列相对于另一个地震波列移动的点数，从而得到互相关方法的 $T-n$ 振幅谱矩阵。由于波列移动点数 n 是一个与时间 t 成线性关系的量，且对应每一个 n 值，都可以计算出相应的相速度 c。因为 c 是与 t 成反比关系（c=L/t，L 是双台间距，t 是波列相对移动的时间）的，故而 c 与 n 是近似的成非线性的反比关系的。我们通过插值的法方法求出每个中心周期 T_i 之下均匀变化的 V_j 振幅值，最后得出关于 $T-V$ 的振幅谱矩阵 C^*。我们用图像的方法显示振幅谱矩阵，从振幅谱图像上可以十分清晰看出所选取的双台路径下的相速度频散关系。而且，从振幅谱图像上我们还可以十分清晰的观察到由于地球内部的一些大的速度间断面所引起的相速度的突跳变化。我们设计了软件，通过响应鼠标事件，自动搜寻鼠标点击坐标附近互相关最为明显（区域内互相关佰最大）的频散曲线。中长周期（例如 60～120s 左右）地震面波，经滤波之后的波峰很少，用波形对比的同相位追踪方法可以十分准确的求得双台间面波的相速度，但是在低周期（例如 20s），由于滤波之后的波形波峰很多，很难找到同相位点所在的波峰，故而相速度的求取很不很确，误差可达±0.2km/s，甚至更高。但是用本文提出的图像处理的方法通过加密中低周期的滤波中心周期数 m，可以十分清晰的从高周期追踪到低周期，使得双台相速度在低周期的求取准确度和精确度大大提高，一般误差小于 0.05km/s，对于比较好的原始地震波形，准确度与精确度更高。在中长周期部分，两种方法给出十分吻合的结果，表明这种方法的可靠性。

本文提出的基于图像处理的相速度频散曲线自动追踪方法摆脱了以往求用互相关方法求相速度时绘制等值线再取点计算的方法，而是用图像的方法显示振幅谱矩阵，更加精确直观的进行同相位的追踪；我们编写的图形用户界面的软件在人为判断频散曲线的基础上，通过鼠标点击，可以智能化的收索到点击区域最佳的频散曲线，并形成不同的数据文件保存起来，大大提高了工作的效率。我们基于此方法处理了 300 多条中国西北部的双台面波地震资料，在中长周期（40～200s）选取滤波周期间隔为 1s，中低周期（15～40s）将滤波的周期间隔加密到 0.2s，通过对比中长周期与中低周期的振幅谱图像，来选定中低周期振幅谱图像上对应的频散曲线，从而实现了在低周期部分进行更加清晰的同相位追踪，以得到了更好的相速度频散结果。我们目前研究的区域是中国西北部，由于该区域地壳上地幔物质结构变化比较复杂，间断面比较多，相应测得的频散曲线在低周期部分的跳跃性比较大。而这种通过低周期加密中心周期的方法，恰恰可以更加清晰地观察到低周期部分频散曲线的突跳和分叉变化，我们认为，这些地方很可能对应着相应深度地下介质的物理、化学性质的突变。下一步，我们将要进行具体的三维速度结构的反演。

本课题由国家自然科学基金资助（编号 49974008）

用面波反演地壳上地幔 Q_β 的计算方法

洪学海　朱介寿　曹家敏

（成都理工大学信息工程学院，610059）

地球内部介质的品质因子 Q 是度量其非弹性性质的重要参数。研究地震波振幅的衰减，可以有效地揭示地球内部介质粘弹性性质。目前研究地球介质品质因子主要是用体波、面波和 Lg 尾波等地震波的方法来反演的。由于面波对于介质粘弹性性质具有特定的敏感性，它不仅是研究地下介质结构的一种重要手段，同时通过它的衰减特征也是研究地下介质粘弹性性质的重要手段。本文主要介绍用长周期面波来反演地壳上地幔 Q_β 的计算方法。主要原理如下：

首先进行地震记录预处理，完成地动位移校正，并把参与计算的面波记录校正到 1000 公里参考距离处。根据面波理论在距震源 X 处观测到的面波记录 f（x，t），可以认为是一系列振型叠加的结果，当距离震源达到一定距离时：

$$f(x,t)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\sum_m A_m(x,\omega)e^{i\omega t}d\omega \text{ 式中 } A_m(x,\omega)=I(\omega)S_m(\omega)R_m(\omega)\frac{\exp(-\gamma_m x)}{\sqrt{x}}\exp(-ik_m x)$$

是第 m 阶振型的付氏谱，其中第 m 阶振型面波的衰减系数为 γ_m，式中 I（ω）是仪器响应，S_m（ω）是第 m 阶振型的震源谱，R_m（ω）是第 m 阶振型的路径响应，K_m（ω）是第 m 阶振型的波数，U_m（ω）和 Q_m（ω）第 m 阶振型在频率为 ω 时的群速度和品质因子。通过相匹配滤波和时变滤波相结合，或者直接通过频变滤波方法分离出基阶振型信号。

其次是研究了计算基阶面波衰减系数 γ 或品质因子 Q_γ 的计算方法，在计算方法上主要有三种方法即：单源单台方法、单源双台法和单源多台法。本文主要用单源双台法。进行层状介质中 Q_β 的反演计算用下式：

$$\gamma(\omega)=\pi\omega\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{\partial c}{\partial\alpha_i}\frac{\alpha_i}{c^2}\cdot Q_{\alpha_i}^{-1}+\frac{\partial c}{\partial\beta_i}\frac{\beta_i}{c^2}Q_{\beta_i}^{-1}\right)$$

其中 α_i、β_i 为第 i 层介质的纵、横波速度，$Q_{\alpha i}$、$Q_{\beta i}$为第 i 层介质的纵横波品质因子，c、ω 为面波相速度和频率，Q_α、Q_β 之间可参数转换。相速度对纵、横波速度的偏导数计算按下式：

$$\left(\frac{\partial c}{\partial\alpha}\right)_i=\left(\frac{\alpha_i\rho_i}{UI_0}\right)\int_{Z=Z_i-d_i}^{z_i}\left[V^{(2)}-\frac{1}{K}\frac{dV^{(1)}}{dz}\right]^2dz,$$

$$\left(\frac{\partial c}{\partial\beta}\right)_i=\left(\frac{\beta_i\rho_i}{UI_0}\right)\int_{Z=Z_i-d_i}^{z_i}\left[\left(V^{(1)}+\frac{1}{K}\frac{dV^{(2)}}{dz}\right)^2+\frac{4}{K}V^{(2)}\frac{dV^{(1)}}{dz}\right]dz$$

$$I_0=\int_0^{\infty}\rho[(V^{(1)})^2+(V^{(2)})^2]dz$$

其中 $V^{(1)}$是垂直分量特征函数，$V^{(2)}$是径向分量特征函数，I_0 是 Lagrangian 密度因子分量，ρ_i 是第 I 层密度。需要注意的是在具体计算的时候、必须先建立面波路经或研究单元的速度—密度—Q 值模型。在反演时可通过随机逆法，加权最小平方法和理论方程组方法进行计算。本文采用随机最小平方法进行反演计算。

本项研究为国家自然科学基金重点项目（49734150）和国土资源部专项计划（20001010）资助。

一种计算分层半空间远场格林函数的有效方法：自适应的 Filon 积分方法

张海明 陈晓非

（北京大学地球物理系，北京，100871）

计算分层半空间中的格林函数是研究地球内部结构和震源破裂过程的重要工具。自 20 世纪 70 年代以来。许多学者在如何有效地计算格林函数的问题上做出了很多努力。根据广义反透射系数法（Chen，1999），分层半空间中由任意点源引起的格林函数可以表示为一系列辐射因子与如下形式的振荡型积分之积的和：

$$I_n(\omega) = \int_0^{+\infty} F(\omega,k) \cdot J_n(kr)dk \quad (1)$$

其中，r 为震中距；k 为水平波数；ω 为角频率；F（ω，k）为与震中距无关的介质响应函数，$J_n(k_r)$ 为 n 阶 Bessel 函数。当震中距较小时，被积函数的变化性质主要由介质响应函数决定，而当震中距较大时，被积函数的变化性质主要由 Bessel 函数决定，且震中距越大，被积函数振荡越快。为了保证一定的计算精度，按照通常的数值方法（如离散波数法，Bouchon and Aki，1977），积分区间必须取足够的小，计算效率根低。

为了提高远场情况下的计算效率，一些学者采用了半解析的 Filon 积分方法（Apsel and Luco，1983；Frazer and Gettrust，1984）。Filon 积分方法的主要思想是：在一定的条件下（即 Bessel 函数的宗量较大），在每个积分子区间上分别以插值多项式和渐近表示式代替介质响应函数和 Bessel 函数，这样在子区间上可以得到解析结果；最终的结果为各个积分子区间上的解析结果之和。由于积分步长仅取决于介质响应函数的变化性质，且介质响应函数与震中距无关，采用这种方法不受“积分区间必须足够小”的约束，可以有相对较大的积分步长。显然，如何选区积分步长对于提高计算效率至关重要。由于介质响应函数的变化通常是不规则的，即在有些区间上变化缓慢，而在另外一些区间上变化非常剧烈，因此固定积分步长的做法（Frazer and Gettrust，1984）并不是最佳的。Apsel and Luco（1983）根据“插值多项式最高次项对积分的贡献足够小”的原则采用了变步长的做法，但上述判据不具有普遍性，对一些情形不适用。

受自适应的 Simpson 积分方法的启发，我们提出了一种简单而有效的判据，使得可以在更普遍的情况下根据被积函数的变化情况自适应地选取积分节点，结合半解析的 Filon 积分方法（Apsel and Luco，1983），有效地解决了上述的振荡型积分的数值计算问题，我们称本文的方法为“自适应的 Filon 积分方法”。对于一个埋有双力偶点源的典型的分层地壳模型，我们把本文的方法和经典的离散波数法（Bouchon and Aki，1977）作了比较，结果表明：①当本文方法的可调参数取 $\varepsilon=1.0\times10^{-2}$，离散波数法的周期参数 L 取震中距的 7 倍时，二者具有相同量级的误差。这表明本文的方法具有较高的准确度。②当震中距较小时（r<500km），离散波数法的计算效率高于本文的方法；当震中适中时（500km<r<1200km），二者的计算效率相当；当震中距较大（r>1200km）时，本文方法的计算效率明显地高于离散波数法的效率，且震中距越大，本文方法的优越性越显著。例如，当震中距为 2500km，两种方法的可调参数取①中的数值时，在相同的计算精度下，本文的方法所需的计算时间仅为离散波数法的 1/3。

本工作由国家杰出青年科学基金项目资助。

一种计算分层半空间浅源 Green 函数的数值方法：重复平均法

张海明[1]　陈晓非[1]　张似洪[2]

(1 北京大学地球物理系，北京，100871；2 Price Bargian Inc，USA)

计算分层半空间中的Green 函数是研究地球内部结构和震源破裂过程的重要工具。自 20 世纪 70 年代以来，许多学者在如何有效地计算 Green 函数的问题上做出了很多努力。广义反透射系数法是其中非常有代表性的一种方法。根据广义反透射系数法 (Chen，1999)，分层半空间中由任意点源引起的 Green 函数可以表示为一系列辐射因子与如下形式的振荡型积分之积的和：

$$I_n(\omega) = \int_0^{+\infty} F(\omega,k) \cdot J_n(kr)dk \tag{1}$$

其中，r 为震中距；k 为水平波数；ω 为角频率；F (ω, k) 为与震中距无关的介质响应函数，J_n (kr) 为 n 阶 Bessel 函数。F (ω, k) 中含有衰减因子 exp $(-\zeta^{(j)}|z^{(j)}-z^{(j-1)}|)$，exp $(-\zeta^{(j)}|z-z^{(j)}|)$ 或 exp $(-\zeta^{(j)}|z-z_s|)$，其中的 $\zeta^{(j)}$ 代表 $\gamma^{(j)}$or$\upsilon^{(j)}$ (Chen，1999)，z、$z^{(j)}$ 和 z_s 分别为接收点、第 j 层界面和源的深度。(1) 式中被积函数的收敛速度由介质响应函数和 Bessel 函数两者共同决定。Bessel 函数的收敛速度是非常慢的，而当震源很浅（这里假定接收点在地表。事实上可以推广到更一般的情形，即源和接收点的竖向距离很小）或存在极薄的层（层厚小于 1km）时，介质响应函数的收敛速度也很慢，此时 (1) 式的积分在数值实现上就很困难。由于地震断层在地表由出露或存在薄层的情况并不罕见，因此考虑上述情形下 Green 函数的计算很有必要。

为了克服上述数值计算上的困难，一些学者采用了旨在加速收敛的半解析方法 (Apsel and Luco，1983；Hisada，1994，1995)。这种半解析方法的主要思想是：在 (1) 式的被积函数中减掉一项渐近项（通常是 Bessel 函数和一些指数函数的积的形式），相应地，原来的积分要加上此渐近项的积分。而后者可以解析地简单求得，只需要数值地计算前者。通过减掉渐近项，被积函数的收敛速度大大加快了，因此可以在相对较短的积分区间上实现数值积分。最终的结果为数值结果和解析结果之和。显然找到合适的渐近解至关重要，渐近解越逼近被积函数，需要数值计算的积分区间越短，而寻找渐近解的过程在数学上比较复杂，越精确的渐近解需要考虑的波的折射、透射的情形越多，数学上越复杂，实现起来越困难。此外，由于最终结果为数值解和解析解之和，二者之间存在精度的差别。

本文采用另外的一种纯粹的数值方法——重复平均法 (Dahlquist and Björck，1974)。重复平均法是确定慢收敛序列的收敛值的一种非常高效的方法。通过重复计算相邻两项的算术平均值，得到不同阶次的"缩小的序列"(我们称之为"reduced series")，阶次越高，达到相同精度所需的部分和项数越少。举例来说，对于 π/4 的展开式，按照通常的方法，收敛非常慢，要达到 10^{-6} 的精度，需要加到展开式的约第 500000 项，而采用 5 阶的"缩小的序列"，达到相同的精度只需要前 13 项即可。对于我们所关心的 (1) 式的积分，由于浅源或存在薄层时，部分和在当波数足够大时随着积分上限的增大而上下振荡，波形上类似于正余弦函数，只要准确找到振荡波形的极大、极小值，就可以把他们视为慢收敛序列而采用重复平均法，从而快速地找到收敛值。而寻找极大、极小值可以通过插值方法简便地实现。数值试验表明，本文的方法不仅是准确的，而且是高效的。与半解析法相比，本文的方法数学上非常简单，更便于数值实现。

本工作由国家杰出青年科学基金项目资助。

双平方根算子波动方程叠前深度偏移综述

王华忠　张关泉　马在田　程玖兵　辛可峰　王成礼

（同济大学海洋地质与地球物理系，上海，200092）

波动方程叠前深度偏移是复杂地质体成像的有效工具，其最主要的计算工作是由波场外推引起的。波场外推可以在炮域（单炮道集或合成炮道集）中用单平方根算子进行，也可以在更为多样化的道集中用双平方根算子进行。

单平方根算子单炮道集叠前深度偏移把炮点和检波点分别向下外推，考虑到波可能来自于一个炮集最大偏移距覆盖的范围之外，无论对炮点或是对检波点进行向下外推，都需要扩展一定的边道，这使得计算工作量加大。另外扩展的道数也不一定是合适的，因为地下构造千变万化而且未知。单平方根算子炮域叠前深度偏移的优势是所有能用来描述波在复杂介质中传播的算子均可用于外推成像过程中，另一个明显的优势是它对野外观测方式的适应性强，最多仅要求单炮道集是规则的，其实这个要求也不是必要的。单炮道集叠前深度偏移的主要缺点是计算量大，偏移孔径不易选择。合成炮道集的叠前深度偏移的问题是合成炮道集是非物理的，合成的方法也存在问题，目前的三维观测数据不宜进行球面波分解得到合成炮道集。

双平方根算子三维叠前深度偏移是把炮点和检波点同时向下外推，无论对何种道集进行偏移，每一个道集均覆盖整个成像范围，因此不需要考虑偏移孔径问题。完整意义上的双平方根算子三维叠前深度偏移是一个典型的五维问题，每一个外推步都涉及三维测区的所有叠前数据，计算量很大，而且数据管理困难。另外目前大多数三维观测方式是窄方位角的，在CROSS-LINE方向上具有很少的偏移距，采样也比较稀疏，关于CROSS-LINE方向偏移距的计算会带来相当大的误差。为此，利用稳相法可以导出共偏移距道集、共方位角道集，CROSS-LINE方向共偏移距道集，CROSS-LINE方向炮点坐标相同的一条炮线的波动方程叠前深度偏移方法。另外，上述不同道集的深度偏移方法可以在中点—半偏移距域、炮点—全偏移距域实现。事实上，也可以在炮点—检波点域中实现，但是在该域中实现需要巨大的计算工作量。然而，这些计算工作量中的相当大一部分是无谓的。原因在于炮点坐标和检波点坐标是独立的，互不依附。而在中点—半偏移距域、炮点—全偏移距域中，中点坐标和炮点坐标是主变量，偏移距是辅助变量。在这两个域中的波场外推具有适中的计算工作量。

上述双平方根算子三维叠前深度偏移方法是针对不同的要求提出的。共偏移距（实际上也要求共方位角）道集叠前深度（时间）偏移计算效率很高，但由于推导过程中的近似，它对复杂构造的成像能力受到限制。这种方法一般用来做速度分析，其作用是提供一个叠前深度（时间）偏移过的共成像点道集。共方位角道集叠前深度偏移适用于炮点与观测点同一条测线上的准三维观测方式。海上的偏移距很大的观测数据，经共方位角变换后，也可以较好地用该方法进行偏移成像。但是绝大部分的陆上观测数据由于偏移距较小，方位角分布范围很大，不适合用该方法进行偏移成像。把共偏移距（实际上也要求共方位角）道集和共方位角道集叠前深度偏移方法结合在一起就可以产生CROSS-LINE方向共偏移距道集叠前深度（时间）偏移，它要求的数据在CROSS-LINE方向上是共偏移距的。这种偏移方法适用于陆上三维观测方式。CROSS-LINE方向炮点坐标相同的一条炮线的波动方程叠前深度偏移方法也是很实用的一种偏移方法。

本综述详细地讨论了上述不同道集中、不同坐标系下的双平方根算子波动方程叠前深度偏移方法。绝大部分的内容均为前四位作者的最新研究成果。在SEG/EAEG三维盐丘模型数据上的成像结果及实际资料的处理结果证明了文中各种方法的正确性。

从共反射点（CRP）到共反射面元（CRS）
——共反射面元叠加的应用理论基础

王华忠 杨 锴 马在田

（同济大学海洋地质及地球物理系，上海，200092）

共反射面元，CRS (Common Reflection Surface) 意指地下一个反射弧段在 (x_m, h, t)（测线方向，半炮检距，时间）域内的反射响应面 (Schleicher et al, 1993)。该反射响应面实际上可视为该共反射弧段上的各共反射点 CRP(Common Reflection Point)的反射响应的组合。当地下介质为常速时，地下某反射点的CRP轨迹可用精确解析式进行表达 (Perroud et al., 1997)，该式描述了如何把一个在 (x_m, h, t) 域内的非零偏移距观测投影到由 (x_0, t_0)，规定的零偏移距观测的过程，同时也描述了来自反射点R的不同偏移距上的所有反射的旅行时关系，即CRP道集旅行时关系。应当注意，在均匀介质中CRP旅行时关系与CMP旅行时关系完全一致，然而对非均匀介质，CRP旅行时关系与CMP旅行时关系是不同的。但是通过几何光学近似，均匀介质中的CRP旅行时关系可以推广到非均匀介质中的CRP旅行时关系 (De Bazelaire, 1988)。在有了非均匀介质情况的CRP旅行时关系之后，我们就有可能在傍轴近似假设下，把非均匀介质情况下的CRP旅行时关系推广到反射点R的附近的反射点，而所有这些反射点的CRP旅行时关系组合就是CRS反射面元的旅行时关系。

现在考虑如何将地下某一段圆弧 C_R 和该圆弧上的某一反射点R联系在一起。C_R 定义为在反射点R与反射界面相切的一段圆弧形反射段。在此引入两个“特征”波的概念 (Hubral, 1983)。第一种特征波称NIP (Normal-Incident-Point) 波。生成NIP波的方法是在反射点P处放一“虚”震源，该虚震源激发后向地面传播，到达地面点 x_0 后波前面的曲率半径为 $R_{NIP}=\frac{\upsilon t_0}{2}$。称这种波为NIP (Normal-Incident-Point) 波。第二种特征波称为Normal波。生成Normal波的方法是以爆炸反射面的观点在 C_R 上放置震源后激发，波传播到地表 x_0 点，假定具有局部圆形波前，其曲率半径为 R_N，并称这种波为Normal波。定义上述两种波及其相应的属性 α、R_N 和 R_{NIP} 为论述非均匀介质中共反射面元时距关系带来极大便利，其中 α 为反射点R对应的中心零偏移距射线在地面点 x_0 出射时的出射角。为叙述方便，定义该圆弧形反射面上任意一点对应的零偏移距射线的出射点位置为 $\tilde{x}_0$，出射角为 $\tilde{\alpha}$，自激自收旅行时为 $\tilde{t}_0$。最重要地，关于 $\tilde{t}_0\tilde{\alpha}$ 和 $\tilde{x}_0\tilde{\alpha}$ 的方程可以依靠中心零偏移距射线出射点坐标 x_0 及与该射线有关的属性参数表示。在傍轴近似的假设下，中心零偏移距射线的出射点 x_0 附近的点 $\tilde{x}_0$ 的自激自收旅行时可用 x_0 点的自激自收旅行时近似地表述。因此，我们可以用中心零偏移距射线的属性 (α, R_N, R_{NIP}) 来描述非中心零偏移距射线的出射点坐标及旅行时关系。

共反射点时距关系描述了来自反射界面上同一反射点并出现在 (x_m, h, t) 空间中所有一次反射的旅行时关系。由前面讨论的对应中心偏移距射线的CRP时距关系及对应圆弧 C_R 上各点的零偏移距时距关系，就可以导出圆弧 C_R 上每一个反射点 $\tilde{R}$ 的共反射点CRP时距关系，它们组合在一起形成共反射面元反射时距关系。利用前述的常速介质情况下，由非零偏移距观测向零偏移距观测投影的过程，利用几何光学或反射同胚像的概念，同样可以得到对应于非均匀介质的CRS时距关系。可以认为，反射面元曲面是由与圆弧 C_R 上所有反射点对应的共反射点 (CRP) 时距关系组成的。在反射界面水平时，它退化为CMP时距曲线，它包含了常规处理中的DMO+NMO过程，可以兼顾水平和倾斜反射的同相叠加。该旅行时关系式描述了一条中心射线附近的傍轴射线的旅行时，它依赖于三个波场属性参数，描述了多次覆盖反射同相轴的同相特征。导出上述共反射面元时距关系计算式过程中的主要误差在于方程中 R_{NIP} 的近似。即使如此，借助傍轴射线理论，在偏移距不是很大时，上述共反射面元时距关系仍然是理论旅行时关系的一个很好的近似。

共反射面元（CRS）叠加之初步实践

杨 锴 王华忠 马在田

（同济大学海洋地质及地球物理系，上海，200092）

从共反射面元（CRS）响应公式（Schleicher et al.，1993）可看出，共反射面元叠加仅与近地表速度有关，不依赖于宏观速度模型，因此其实现方式也与常规生成零炮检距剖面的处理流程有很大不同。共反射面元叠加面依赖于三个波场属性参数，它们分别是零偏移距射线的出射角 α、Normal 波的波前曲率 R_N 和 Normal-Icident-Point 波的波前曲率 R_{NIP}。共反射面元叠加过程是利用共反射面元叠加面描述的来自一个地下反射段上各反射点对应的时距关系，进行相关分析，用多元函数的最优化方法找到对该反射段的最佳照明。这里以二维 CRS 叠加面的 Taylor 展开式为例具体描述其实现过程。

共反射面元叠加面时距关系式的 Taylor 展开提供了一个适于计算的显式关系：

$$t^2(x_m, h) = \left(t_0 + \frac{2\sin\alpha}{v_0}(x_m - x_0)\right)^2 + \frac{2t_0\cos^2\alpha}{v_0}\left(\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}}\right)\cdots\cdots \quad (1),$$

由（1）式可看出，对于零偏移距叠加剖面上每个 $p_0(x_0, y_0)$ 点，要确定一组最佳的波场属性参数（α，R_N，R_{NIP}）对其实现最佳照明。确定最佳属性参数的过程是利用多元函数最优化方法实现的，Powell 法是仅利用函数值进行多元函数寻优的各种方法中最好的方法之一，我们用该方法进行多元函数最优化，在最优化之前，需要实施高效率的一维或二维搜索，不但为提供一个好的初始值，更重要的是节省计算量。另外，相关分析中所用的相关准则也是影响最优化结果的重要因素，我们选择能量比作为相关准则。最后，信号的振幅均衡程度及相位变化的稳定性也在很大程度上影响相关结果。在相关计算之前信号须进行归一化后处理。

为了提供 Powell 优化算法一个较好的初始值，利用上述显式关系可以把寻优过程分解为以下几个步骤以降低计算量。对（1）式作如下近似：当 $x_m = x_0$ 时，（1）式退化为共反射点道集，但我们用 CMP 道集来适应上述时距关系。因为真正的共反射点道集相对于叠加点不一定是偏移距对称的，因此该道集也是未知的。在水平介质分布情况下，CMP 道集的时距关系与共反射点道集一致。此时 $t^2(h) = t_0^2 + \frac{2t_0\cos^2\alpha}{v_0}\frac{h^2}{R_{NIP}} = t_0^2 + \frac{2t_0h^2}{v_0}q\cdots\cdots$ (2)，其中 $q = \frac{\cos^2\alpha}{R_{NIP}}\cdots\cdots$ (3)，与常规的 CMP 道集曲形时距关系 $t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h}{v_{NMO}^2}$ 相比可知：$q = \frac{2v_0}{t_0 v_{NMO}^2}$。于是可较准确地估算出 q 的变化范围，对 q 参数的扫描相当于对叠加速度的扫描。利用（2）式扫描 q 值可进行自动 CMP 叠加，得到 q 的谱及叠加结果。自动 CMP 叠加后，得到 q 剖面和自动叠加剖面。接着对（1）式进行近似，假设 h＝0 得：$t^2(x_m, h) = \left(t_0 + \frac{2\sin\alpha}{v_0}(x_m - x_0)\right)^2 + \frac{2t_0\cos^2\alpha}{v_0}\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N}\cdots\cdots$ (4)，上式描述零偏移距剖面上双曲形时距关系。利用自动 CMP 叠加得到的零偏移距剖面，结合（4）式可以进行两参数（α，R_N）的优化，或令 $R_N = \infty$，得到 $t(x_m) = t_0 + \frac{2\sin\alpha}{v_0}(x_m - x_0)\cdots\cdots$ (5)，用（5）式在叠加剖面上搜索出射角 α，得到 α 剖面。然后再利用（4）式搜索参数 R_N，得到 R_N 剖面。最后利用（3）式计算 R_{NIP}。至此，三个属性参数的初始值剖面均已得到，可得到初始 CRS 叠加结果。然后用 Powell 算法进行三参数全局寻优，最终得到优化参数后的 CRS 叠加剖面。

逆算子逼近法3D偏移软件开发与应用

石殿祥 陈树开 冯海涛

(中油辽河油田分公司勘探开发研究院，盘锦，124010)

1. 前言

三维地震偏移是地震资料处理的核心技术，随着勘探的深入，地质目标越来越高，工业上已经不仅仅满足于地震反射波能量归位，明确要求保持各个空间位置上反射振幅或能量的相对关系，这是一种地震动力学而不是几何地震学的问题。

2. 逆算子逼近方法的理论

工程计算中大量的计算可归结为求解一个大规模的线性方程组，对波动方程有限差分法三维偏移，则通常要几万次到十几万次地求解阶数为几亿的方程组，巨大的计算量是多年来制约波动方程偏移方法发展的主要障碍。根据现代矩阵理论，如果矩阵Q的谱半径

$$\rho\ (Q)\ \leqslant \| Q \| < 1 \tag{1}$$

取行和范数

$$\| Q \|_{\infty} = \max_{1\leqslant i\leqslant n} \sum_{i=1}^{n} |q_{ij}| \tag{2}$$

对于波场外推计算而言，Q的每一行由参数$\alpha_x = \frac{a\Delta t\Delta\tau}{4\Delta x^2}$和$\alpha_y = \frac{a\Delta t\Delta\tau}{4\Delta y^2}$确定，最多有五个非零元，它们的数值一般说来在0.1左右。因此式可以断言（1）成立。所以外推方程（1）的解可以表达为

$$u = (I+Q+Q^2+\cdots)\ (I+Q)\ p \tag{3}$$

由于矩阵Q代表一个二阶差分算子，所以（3）式可以截断为

$$u = (I+2Q)\ p + o\ (Q^2)\ p \tag{4}$$

或 $$u \approx (I+2Q)\ p \tag{5}$$

在三维偏移中矩阵Q虽然阶数达到十几万，但它是高度稀疏的，每行最多有5个非零元素，并且每个元素的绝对值在0.1左右，这样利用（5）式作波场外推是可行的。在四阶近似下，计算量只有5N次乘法（包括取（I+Q）p=b的计算节省5N次），因而它与ADI方法相比，不但计算量小而且精度高。

3. 处理效果

按照惯例一种偏移方法的处理效果首先用脉冲响应模型检验，其次是用模型数据检验，这是因为脉冲模型的速度场分布是已知的，而实际资料所提供的速度常常是粗略和欠准确的，脉冲响应模型园对称性很好。

实际资料试处理成果对比逆算子逼近法三维偏移具有如下特点：反射能量归位准确、断点位置清楚、空间位置及反射能量关系相对真实，对于识别局部精细构造十分有利。

三维地电断面电阻率测深有限元数值模拟

阮百尧　熊　彬

（桂林工学院资源与环境工程系，桂林，541004）

激发极化和电磁场三维数值模拟方法首先是由 Hohmann (1975) 提出的，Pridmore (1978) 在博士论文中第一次应用有限单元法计算了复杂三维地电断面上的视电阻率，Dey 和 Morrision (1979) 义采用有限差分方法实现了三维数值模拟，Poirmeur 和 Vasseur (1988)，Lesur (1999) 则用边界单元法进行了三维电法数值模拟。国内，徐世浙 (1994) 也用有限元和临界元在这方面做过许多的工作。但以上的正演模拟计算中都假设物性参数均匀或分块均匀，这与实际情况是不相符的。在大多数情况厂，由于岩矿石组成、温度、湿度的变化，这些物性参数往往是连续变化的。因此，研究电导率分块连续变化的三维电阻率侧深的数值模拟方法很有必要。本文探讨用有限元方法解决这个问题。

三维电阻率测深异常电位 U 求解可归结为解下面的变分问题：

$$F(U)=\int_{\Omega}\left[\frac{1}{2}\sigma(\nabla U)^2+\sigma\nabla U_0\nabla U\right]d\Omega+\int_{\infty}\frac{1}{r_B-r_A}\left[\frac{r_B\cos(r_A,n)}{r_A}-\frac{r_A\cos(r_B,n)}{r_B}\right]\left(\frac{\sigma}{2}U^2+\sigma' U_0U\right)d\Gamma \tag{1}$$

$$\delta F(U)=0$$

式中：σ 为介质的电导率，σ_0 为均匀介质的电导率（电源点处电导率），$\sigma'=\sigma-\sigma_0$ 为介质的异常电导率；n 为边界的外法向方向；U_0 是正常电位。

电导率分块连续变化的有限元方法解上述变分问题，步骤如下：

(1) 用六面体单元对区域 Ω 进行剖分，将 (1) 式中对区域 Ω 和边界 Γ_∞ 的积分分解为对各单元 e 和 Γ_e 的积分之和。

(2) 单元中电位和电导率采用三线性插值，即：

$$U=\sum_{i=1}^{8}N_iU_i,\quad \sigma=\sum_{i=1}^{8}N_i\sigma_i \tag{2}$$

式中 N_i (i=1，2，…，8) 为形函数，是 x、y、z 的线性函数。

由此得 (1) 式中各单元的积分为

$$\int_e\left[\frac{1}{2}\sigma(\nabla U)^2+\sigma'\nabla U\cdot\nabla U_0\right]d\Omega=\frac{1}{2}U_e^TK_{1e}U_e+U_e^TK'_{1e}U_{0e} \tag{3}$$

$$\int_e\frac{1}{r_B-r_A}\left[\frac{r_B\cos(r_A,n)}{r_A}-\frac{r_A\cos(r_B,n)}{r_B}\right]\left(\frac{\sigma}{2}U^2+\sigma' U_0U\right)d\Gamma=\frac{1}{2}U_e^TK_{2e}U_e+U_e^TK'_{2e}U_{0e} \tag{4}$$

其中：$U_e=(U_i)^T$，$U_{0e}=(U_{0i})^T$ 分别为单元节点处异常电位和正常电位组成的向量。

(3) 合成有：$F(U)=\frac{1}{2}U^TKU+U^TK'U_0$ (5)

令上式的变分为零，得线性方程组 $KU=-K'U_0$ (6)

解上述方程组，得各节点的 U。之后，便可计算出视电阻率。

本研究得到国家自然科学基金 (40064001)、教育部优秀青年教师资助计划、广西培养新世纪学术和技术带头人资金资助。

轴对称地电断面电导率双线性变化电测深有限元数值模拟

欧东新 阮百尧

（桂林工学院，桂林，541004）

针对电阻率测井中轴对称地电断面提出了一种二维有限元数值模拟方法，与以往该类方法不同的是，本文有限元单元中电导率双线性变化，从而与实际情况更接近。

轴对称地电断面电场的边值问题可写为

$$\nabla\cdot(x\sigma\nabla u)+2I\delta(A)x=0 \qquad \in\Omega;$$

$$\left.\frac{\partial u}{\partial n}\right|_{AB,AD}=0,\ \left.\frac{\partial u}{\partial n}\right|_{BC,CD}=-\frac{u}{R}\cos(R,n) \tag{1}$$

式中：σ为介质的电导率，$\delta(A)$表示以A为中心的δ函数。R为边界到电源点的距离，边界AD为地面，边界AB为z轴（对称轴），BC和CD为外边界。与之对应的变分问题为：

$$F(u)=\int_\Omega\frac{1}{2}x\sigma(\nabla u)^2d\Omega-\int_\Omega 2I\delta(A)ud\Omega+\int_{BC+CD}\frac{1}{2}x\sigma\frac{\cos(R,n)}{R}u^2d\Gamma \tag{2}$$

$$\delta F(u)=0$$

用有限元法求解，步骤如下

（1）用矩形单元对区域进行剖分，将方程（2）的积分分解为各单元e和Γ_e的积分之和。

单元中对u和σ采用双线性插值

$$u=\sum_{i=1}^{4}N_iu_i \qquad \sigma=\sum_{i=1}^{4}N_i\sigma_i \tag{3}$$

式中：N_i（i=1，2，3，4）为形函数，是x，y的函数。

（2）公式（2）第一项中的单元积分可写成如下形式：

$$\int_e\frac{1}{2}x\sigma(\nabla u)^2d\Omega=\frac{1}{2}u_e^TK_{1e}u_e \tag{4}$$

其中：$u_e=(u_i)^T$为单元节点处电位，K_{1e}为4×4矩阵。限于篇幅，这里不给出K_{1e}的具体形式。

（3）公式（2）第二项写为：

$$\int_\Omega 2I\delta(A)ud\Omega=u^TP, \qquad P=(0,\Lambda,\frac{I}{2\pi},\Lambda,0)^T \tag{5}$$

（4）公式（2）第三项写为$\frac{1}{2}u_e^TK_{2e}u_e$，这里有两种情况，当$\Gamma_e$为单元的$\overline{23}$边和$\overline{34}$边时，$K_{2e}$也相应变化。

（5）把每个单元的K_{1e}和K_{2e}相加组成矩阵K_e，设区域有n个节点，再将K_e扩展成n阶方阵，然后再将各单元的F_e（u）相加组成总体F（u）。

$$F(u)=\frac{1}{2}u^TKu-u^TP \tag{6}$$

令之变分为零得线性方程组

$$Ku=P \tag{7}$$

解线性方程组得各节点的电位，进而可以计算视电阻率。本方法对一些模型进行了计算，与已知结果拟合得很好。

本文得到广西自然科学基金（0007024）的资助。

17. 地球介质各向异性

用各向异性反射率技术解释三分量反射记录

姚 陈 郝重涛 王 迅

（中国地震局地质所，北京，100029）

陆地和海底三分量反射勘探同时记录到P波和PS波。一些地区记录信噪比较高，有些记录虽浅层波和面波干扰大，但扣除后仍能得到较好的反射记录，标准是相邻炮集可以作稳定反射场的对比。进一步要解决的问题是，即使近似水平分层简单结构区记录的反射波场，现发展的弹性波理论和技术能否对观测记录做出解释？能解释到什么程度？

通常采用叠加技术得到叠加剖面和介质速度。但动校拉平和叠加对速度偏差反映不灵敏，再用Dix公式将叠加速度转换成层速度会出现误差放大，提高速度精度通过叠加难以解决。结合测井资料，对比叠加振幅和反射合成记录有助于标定反射层位，但层速度的精确确定仍使人感到困难。着眼原始炮集记录，基于几何光学及平面波传播无法解释非零炮检距反射特征，故我们借助各向异性反射率法计算理论地震图来解释反射数据。

反射率法的原理可简单归纳为：将波动方程变换到波数和频率域，得到平面波的传播矩阵解，再对点震源激发所有方向平面波作波数和频率积分，最终得到接收点处的位移振动。反射率法计算包括地震波所经历的透射、反射、介质吸收、层内混响和波前几何扩展。反射率法已扩展到各向异性介质条件，模拟纵、横波三维矢量波场、曲面波前和能量转播。我国独立发展了各向异性反射率技术，先用于天然地震研究和横波分裂的观测解释，后将技术扩展完善用于VSP、陆地和海底的反射研究。

反射率法能提供全波理论地震图，相比基于高频渐进解的数值技术有其独特的优势。与反射理论地震图计算相配套，进一步发展了反射波矢量的分参数计算数值技术，如此可迅速预测各类反射的时距及振幅随炮检距变化特征。

为解释反射记录，我们先从各反射波的时距得到时距速度和初始层速度模型，再用反射振幅来约束速度分层。振幅约束包括：①不同深度的同类反射的振幅关系；②不同类型反射的振幅关系；③反射振幅随炮检距的变化特征。通过理论地震图与观测记录的对比作速度分层检验。为综合解释反射时距和振幅，需要把握以下关系：

（1）爆破源三分量记录X分量和Y分量上都记录到PS波，它们的整体振幅比与横波速度分层、各向异性强弱和测线方位都有关。

（2）从P波和PS波的时距可得到纵、横波的初始速度结构，这包括反射界面以上纵、横波的速度比，及从浅至深纵、横波的层速度。

（3）纵波速度和密度分层直接影响深浅不同反射P波的振幅关系，层间纵、横波速度间断影响P波振幅随炮检距变化特征。

（4）反射PS波的整体振幅水平依赖区域介质纵、横波的速度比及横波速度随深度的变化特征。在相当深度范围内，海底横波速度间断较纵波速度间断大，这是海底PS波清晰的主要原因。但海底反射性质的研究具有特殊的复杂性。

（5）不同炮检距、不同深度及不同类型反射波振幅所经历的波前几何扩展和吸收不同。为解释陆地远炮检距浅层广角反射，往往需要考虑风化层内波的强烈吸收。

此次会议的研究结果表明，只要能获得准确的速度分层，就可以用理论地震图重构反射记录上的复杂波场，这说明我国反射理论及技术发展已具有解释观测记录的能力，也标志着我国开始（率先）将反射研究解释推向定量化的新阶段。

测井速度和反射速度之间的定量关系是目前地震勘探界正在研究的问题，而反射速度的精细解释有助于我们进一步阐明该类问题，也有助于反射岩性解释研究。反射解释中与裂隙、孔隙各向异性有关的许多问题都与速度精细分层有关，如裂隙层内气、液充填差异会造成反射增强或缺失，并非是岩性界面反射。将振幅标定速度分层与叠偏剖面结果结合，这有助于提供特殊层厚变化等以往难以得到的地质结果。

本研究由中国国家自然科学基金和石油天然气总公司‘九五’项目资助。

不同温度围压条件下岩石样品中泊松比的各向异性

刘 斌 席道瑛 王宝善

(中国科学技术大学地球和空间科学系，合肥，230026)

在通过地震波数据反演岩石圈结构时，由于构成岩石圈的很多典型的岩石都具有相似的纵波速度，使得利用纵波速度与岩石矿物组成之间的关系确定地下物质结构的方法有很大的局限性。因此，利用实际测量确定的泊松比数据对反演得到的岩石圈物质组成提供更强的约束显得十分重要。由于岩石圈岩石大多都具有地震波各向异性，因此根据纵横波速度计算得到的泊松比也应该表现出各向异性。当岩石的弹性波速度各向异性比较强烈时，其泊松比各向异性也应该十分显著。

为了研究不同岩石中泊松比及其各向异性随温度和围压的变化，我们选取包括榴辉岩、片麻岩、麻粒岩、蛇纹岩和角闪岩等在内的 20 余块典型的岩石样品，在不同温压下沿相互正交的三个方向同时测量纵、横波速度，通过计算得到了泊松比及其各向异性。结果表明，在大部分岩样中，泊松比各向异性与纵波速度各向异性近似线性相关，纵波速度各向异性小时泊松比的各向异性也较小，纵波速度各向异性大时泊松比的各向异性也比较大。对于辉石岩、重硅线石、石榴子石辉长岩和石榴子石镁铁麻粒岩等样品，纵波速度几乎没有各向异性，这时它们的泊松比各向异性也很小，考虑到泊松比的实验室测量误差后可以认为这些样品的泊松比也几乎没有各向异性。角闪岩、多硅白云母榴辉岩和石榴子石麻粒岩等样品的纵波速度各向异性比较显著，对应地这些样品中的泊松比各向异性值也比较大，而且泊松比各向异性的值普遍地比相应的纵波速度各向异性值更大。石榴子石麻粒岩样品中泊松比各向异性为 18%，而对应的纵波速度各向异性只有 9.4%；斜长角闪岩样品中泊松比的各向异性可以达到 34%，而这时对应的纵波速度各向异性值仅为 16.3%。泊松比的各向异性与纵波速度各向异性可以用 $A_\mu=1.82A_v-0.46$ 线性拟合，其中 A_μ 表示泊松比的各向异性，A_v 为纵波速度各向异性，单位均为%，线性拟合的方差为 0.905。由于实验室测量泊松比各向异性的误差约为 2.5%，泊松比各向异性轴上 −0.46% 的截距完全可以忽略，因此可以将上式简单地近似成 $A_\mu=1.82A_v$。

但镁铁麻粒岩和蛇纹岩明显地在主序列之外。蛇纹岩中的纵波速度各向异性为 24.1%，但泊松比各向异性值仅为 11%；镁铁麻粒岩的纵波速度各向异性为 6.1%，而泊松比各向异性只有 1.3%，考虑到泊松比的实验室测量误差为 2.5%左右，可以认为该样品几乎不存在泊松比各向异性；而 6.1% 的纵波各向异性应该是确实存在的。

泊松比的各向异性表现最为特殊的是两块长石砂岩。在低围压下不论是纵波速度还是泊松比，都是在垂直于层理面的 Z 方向上最小，在平行于层理面的 X 和 Y 方向上比较大而且几乎相等。但是当围压比较高时，虽然在 Z 方向的纵波速度仍然比 X 和 Y 方向的小，但 Z 方向的泊松比却比 X 和 Y 方向的大，表现出完全相反的各向异性性质。

不同岩石样品中泊松比各向异性与纵波速度各向异性的关系有明显的不同，可以认为是由样品的矿物组成以及主要组成矿物的弹性性质决定的。长石砂岩中泊松比具有和纵波速度完全相反的各向异性，就可以用其主要组成矿物石英的弹性性质加以解释。由于泊松比也表现出很强的各向异性，在排除微裂隙的影响后有的仍可以达到 30%以上，在利用实际地震波传播数据通过泊松比反演地下物质结构时必须考虑其各向异性的影响。

岩石热开裂对岩石波速的影响

吴晓东[1] 陈 颙[2] 刘均荣[3] 秦积舜[3]

(1 石油大学，北京，102200；2 中国地震局，北京，100036；3 石油大学，山东东营，257062)

岩石受热后，由于组成岩石的各种矿物热膨胀系数不同，矿物颗粒边界会出现裂纹，这就是热开裂现象。岩石发生热开裂后，其内部形成的新的裂纹网络，明显地改变了岩石中的流体输运特性。碳酸盐岩在110～120℃温度下，渗透率有近几倍的增长。岩石热开裂现象可在3次采油中有潜在的应用意义。本文通过实验研究，得到了岩石波速随加热温度的变化规律，分析了影响岩石波速变化的原因，提出了通过测试岩石波速来确定岩石热开裂阈值温度的方法。

1. 实验方法

实验岩样取自胜利油田不同类型地层的取心井。粉砂岩、灰岩、砾岩各2块。岩样加工成直径为25mm的柱状岩心，在60℃温度下烘干后测量其基础波速。热处理过程从100℃～800℃，每100℃为一个实验过程。将岩心整体放入茂福炉中，以每分钟20℃的速度加热到某预定温度保温均热1小时，然后关闭电源让岩心在茂福炉中自然冷却到室温。采用透射式测量方法测量热处理后样品的波速。主要技术参数为：重复频率100Hz，频率带宽100KHz～5MHz，增益40.0dB，探头主频500KHz，直径40mm。使用凡士林作为耦合介质。

2. 结果分析

实验结果发现岩石在热处理后其波速发生了很大的改变。波速由原始的3.5～5.0 (km/s) 变化到800℃时的1.4～3.2 (km/s)，下降幅度达到76%，不同类型的岩石其波速变化幅度也不同。岩石在500℃左右其波速变化存在一个突变过程，表现在变化斜率有一个较大的变化。我们把岩石波速发生突然变化时的温度定义为岩石热开裂由波速反映出的阈值温度。岩石的其它性质参数（如渗透率、孔隙度）的数值也随岩石的加热温度而变化，同样在阈值温度区间发生突变。这说明岩石的微观变化引起宏观性质参数的变化。实验结束后（800℃），通过电子扫描电镜（SEM）观察，在岩心外表面上可观察到大量的粒间微裂纹。降温过程中，多数裂纹是可逆的，但也有相当多的裂纹是不可逆的。

3. 结果讨论

岩石的波速与岩石固相的压实程度和连续程度有关，它是衡量由于机械或热力方法引起岩石蚀变和破坏的一个特别敏感的参数。岩石骨架是由不同矿物组成的聚晶体，由于各种矿物的热膨胀系数不同以及热膨胀各向异性，在温度作用下将导致岩石骨架颗粒发生膨胀而引起体积增加。由于体积变化和热膨胀差异，在岩石颗粒内部以及颗粒之间会产生巨大的热应力效应。当加热到一定温度使得岩石内部产生的热应力超过岩石颗粒之间的抗张应力屈服强度时，岩石骨架颗粒间发生位错，内部结构发生破坏，产生新的微小裂缝，导致岩石波速发生变化。在阈值温度附近，岩石发生热开裂而产生大量微裂纹，裂纹密度迅速增加；岩石波速的变化主要取决于岩石的微裂纹密度。

4. 结论

常压条件下岩石热处理后波速的变化主要是由于高温作用下不同热膨胀系数和热膨胀各向异性的矿物颗粒发生膨胀以及颗粒间热应力集中而引起岩石结构破坏产生微裂缝以及微裂缝增宽造成的结果。在高温作用下，岩心波速发生明显变化时存在一个阈值温度，高于阈值温度后，岩石波速变化幅度增大。组分不同的岩心其阈值温度不同。影响岩石波速发生变化的主要机理是加热产生的微裂纹宽度增加所致。

本研究由国家自然科学基金项目（49974003）资助。

双层各向异性介质能量反射纵波叠加速度及界面深度误差

郝重涛　姚　陈

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

以往国内外研究大多限于各向异性均匀介质，采用平面波近似的相反射传播解析解。我们基于能量反射所作的单界面研究表明（郝重涛，姚陈，2000 地球物理年会），强各向异性介质中 P 波能量反射同样存在着等效的各向同性速度，裂隙和叠层各向异性都使得叠加剖面的反射界面深度出现误差。反射地震面临的是多层介质问题，均匀介质反射简化与多层介质反射会有很大的不同。至今，理论上尚不清楚多层各向异性介质 P 波的能量反射特征及对界面深度的影响。

本文讨论各向异性层介质的能量反射，研究不同界面深度反射 P 波等效的各向同性速度（叠加速度）和界面深度误差问题。多层介质的各向异性分层存在多样性。为获取规律性认识，我们以双层各向异性介质为例，从理论上讨论层各向异性对来自不同界面 P 波的叠加速度和界面深度的影响，并重点讨论下界面反射的特征。

取双界面反射模型：第一层为 2000 米厚度的叠层（PTl）（包括零各向异性—各向同性），第二层厚度为 1500 米，但与第一层的速度和各向异性不同；此双层下则为各向同性半空间。理论观测系统为：地表爆破点源激发，最小炮检距为 400 米，道间距为 90 米，40 道接收组成的共炮点道集。对于强弱不同的各向异性，相对界面 Ⅰ 和界面 Ⅱ，最大反射角分别在 45 度和 30 度左右的范围内。

我们用各向异性反射率法计算双界面模型各向异性分层变化的能量反射理论地震图，并分析其时距特征，再由动校拉平或最大叠加能量获取各向同性折合速度（简称折合速度），最终得到动校后的 CSP 记录。根据叠加速度和垂直反射到时（t_0），我们进一步得到界面 Ⅰ 及界面 Ⅱ 的界面深度，并与真实界面深度相比得到两个界面的深度误差及误差百分比（绝对误差/真实界面深度），而界面深度误差通常能直接显示为动校后 CSP 记录反射时间的延迟。如此我们能突出考虑折合速度及界面深度误差随介质各向异性强弱的变化。

从对理论地震图的处理结果我们注意到，弱各向异性（速度各向异性小于 20%）介质中的 P 波能量反射时距近似为双曲时距；强各向异性（速度各向异性大于等于 20%）介质中的 P 波相反射为非双曲时距，但能量反射在非远炮检距范围内却显示出双曲时距特征。对于不同的各向异性分层，我们都可以获得不同深度的界面 Ⅰ 和界面 Ⅱ 的折合速度及动校后的 CSP 记录。

当第一层速度各向异性从 0%～45%变化（取 5%的变化步长）时，第一层介质反射 P 波的折合速度和 t_0 出现变化，界面 Ⅰ 的深度误差可以从几米、几十米变化到四五百米，其中弱各向异性的界面深度误差小于 8%，强各向异性的界面深度误差在 12%～25.29%之间。当第一层各向异性出现上述变化时，若第二层为弱各向异性（甚至各向同性），双层介质的反射 P 波的折合速度和 t_0 也出现变化，但界面 Ⅱ 的深度误差（相对于 3500 米的真实界面）略小于界面 Ⅰ 的深度误差，其误差百分比约为界面 Ⅰ 的二分之一左右。这表明第一层介质各向异性的强弱不但直接影响界面 Ⅰ 的时距深度，而且对界面 Ⅱ 的时距深度也有很大影响。如上层介质各向异性强，则深反射的折合速度变化大，界面深度误差也大。

可以推断，对于各向异性强弱分层变化的多层介质，我们同样可以得到来自不同深度反射的折合速度和界面深度误差。浅层的强各向异性对深层反射有明显影响，表现为深层反射动校后时间滞后和深度误差增大。但深层反射有效入射角相比浅层反射的有效入射角小，即使浅层各向异性很强深层反射也可以动校拉平。对有限的炮检距范围，目前理论上仅从深层反射时距上还很难得到介质各向异性反射波场的影响。

此研究由中国国家自然科学基金 49874012 资助。

基于固—流耦合效应各向异性效应的 BISQ 理论

杨顶辉[1]　杨宽德[1,2]　王书强[1]

（1 清华大学数学科学系，北京，100084；2 蒙自师范高等专科学校，云南，661100）

Biot 流动和喷射流动是含流体多孔隙介质中流体流动的两种重要力学机制，基于 Biot 流动的力学机制，Biot 建立了多孔隙介质中的弹性波传播理论。尽管 Biot 理论已经表明了弹性波在饱和多孔隙介质中传播时具有耗散性和频散特征，并已被广泛用于双相介质中各种波动现象的解释。但在很多情况下这种理论预测的能量耗散和速度频散要比实际的低，因而对许多实验结果和实际数据不能作出合理的解释。而基于喷射流动力学机制的喷射流动理论，由于它是基于单个孔隙中或者基于一个固体颗粒接触处流体流动的力学机制而建立，因而其应用存在很大的局限性。实际上，当地震波或声波在含流体的多孔隙介质中传播时，由于固体和流体相互作用、相互耦合，Biot 流动机制和喷射流动机制同时发生，且作为一个耦合过程共同对地震波或声波的振幅衰减和速度频散产生影响。传统方法将这两种力学机制分开单独处理是不合适的。

1993 年，Dvorkin 和 Nur 提出了一维双相介质中同时处理 Biot 流动和喷射流动力学机制的统一的 BISQ（Biot—Squirt）模型，并将其理论预测结果与实验数据进行比较，获得了比 Biot 理论更准确的结果。之后，Parra 将这一理论推广到了横向各向同性双相介质情况。然而，Parra 的工作并未考虑到含流体多孔隙各向异性介质中固—流耦合作用的各向异性性质。事实上，在孔隙各向异性介质中，由于固体骨架的各向异性，导致了固—流相对运动速度的各向异性，因此固体和流体之间的惯性耦合作用具有各向异性。为此，本文首先提出了固—流耦合效应各向异性的思想，然后从单位双相物质的总动能和耗散能出发，利用静力平衡条件、流体动力学基本方程、应力应变关系以及 BISQ 模型的基本思想，建立了含流体一般多孔隙各向异性介质中同时包含固—流耦合效应各向异性和两种力学机制的孔隙弹性波传播方程（简称 BISQ 方程）。进一步地，基于这种 BISQ 方程，利用 Fourier 变换，获得了弹性波的频散方程。这一方程表明在一般孔隙各向异性介质中存在四种波，即快、慢拟压缩波和拟 SV 波、拟 SH 波。在某些特殊孔隙各向异性介质中，拟 SH 波与其余 3 种波解耦。在二维情况下，通过数值求解频散方程，我们获得了许多有关固—流耦合各向异性参数、渗透率、频率等对各种波衰减和频散规律的新认识：

（1）快拟 P 波在最小固—流耦合作用的方向上衰减最大，而拟 SV 波则在固—流耦合作用最大的方向上衰减最大。

（2）当波沿最小固流耦合密度的方向传播时，快拟 P 波表现出最大的速度频散，而拟 SV 波的速度频散最小。同时，数值结果还表明：纵波和剪切波的衰减和频散也强烈依赖于地层渗透率的各向异性，具体地说：在低频范围，快拟 P 波的最大衰减发生在地层的最大渗透率方向上，而拟 SV 波的最大衰减则在最小渗透率方向发生；在高频范围，这种衰减现象正好相反，即高频时快拟 P 波的最大衰减发生在地层的最小渗透率方向上，而拟 SV 波的最大衰减则发生在最大渗透率方向。其物理意义是对于高渗透率介质，在低频范围内流体的喷射流动变得更容易松弛，而高频时，流体不容易松弛。基于固—流耦合作用各向异性的 BISQ 理论研究所获得的这些结果，可应用于提高石油采收监控、拾取各向异性渗透率、判断裂隙方位、确定储层结构和估计油藏产能等领域。值得进一步研究和应用。

本研究由清华大学基础研究基金和中国石油天然气集团公司物探重点实验室开放基金资助。

含流体多孔隙各向异性介质中的有限元波场模拟

杨顶辉

（清华大学数学科学系，北京，100084）

随着地震学和勘探地球物理学理论与实用研究的深入，我们所面临的问题越来越复杂，特别是储集层问题，油气勘探的要求越来越精细。通常情况下，油气储藏方式为裂缝、裂隙或孔隙型的，因此，油气藏往往表现为双相介质。基于多孔介质的双相特性，Biot 建立了流体饱和多孔隙各向同性介质中的弹性波传播理论，发现了慢速 P 波的存在，并于后人的研究工作中得到了证实。所以，双相介质中存在两类速度完全不同的压缩波，即：快速 P 波（类似于单相介质中的 P 波）和具有扩散性质时慢速 P 波。另一方面，在地层中，因应力作用或因自然（如天然地震）和人为因素（如油气、煤的人为开发）等的影响，引起地质体结构的变化，从而形成了地质层的各向异性。固体岩石中晶体定向排列、裂隙定向分布，形成 EDA（Extensive Dilatancy Anisotropy）介质，岩层的旋徊性沉积，形成 PTL（Periodic Thin Layers）介质，在水平层状系统之上叠加铅垂裂隙系统，形成 PTL + EDA 介质。Crampin 以及其他人的大量研究表明：各向异性介质中存在横波分裂或横波双折射，形成两类不同的 S 波，即快横波和慢横波，这是各向异性介质中地震波传播所特有的现象。由此可知，孔隙流体的存在和孔隙各向异性是地下介质组构的两大主要表征。因此，基于双相各向异性介质模型的弹性波传播理论，自然也就更能适应越来越复杂的油气储藏勘探的实际需要。

数值模拟是研究地震波传播的重要手段，有限元方法因网格划分灵活、可方便地处理自然边界和不同的间断面以及精度高而受到普遍欢迎，特别是对于孔隙各向异性问题，因其介质结构的复杂性，有限元方法或许比其它方法更有效。为此，本文基于双相各向异性介质模型的描述，推导了一般双相各向异性介质中弹性波方程的 Galerkin 变分方程和有限元运动方程，进一步给出了三维、二维情况下弹性波方程的有限元数值解法以及二维双相 PTL 介质中波场模拟的非耦合人为吸收边界条件。最后，利用本文给出的有限元方法对双相 PTL 介质和双相各向同性介质中的弹性波传播进行了数值模拟。结果表明：本文的有限元方法和吸收边界处理有效、可行，并通过对弹性波波场快照的分析，获得了如下认识：

（1）双相 PTL 介质中，三种波即快、慢拟纵波和拟 SV 波是耦合的，并具有各向异性。两种拟 P 波有明显的区别，快拟 P 波的速度远大于慢拟 P 波的速度，这是由于双相介质中流体质点与固体骨架质点位相振动的不同方式所致。换言之，对于快拟 P 波，流体质点与固体质点同位相振动，而对慢拟 P 波，两种质点振动呈反位相。慢拟 P 波具有很强的衰减性，这就是在实际观测中难以发现慢拟 P 波的原因。

（2）在理想相界的双相 PTL 介质中存在明显的慢拟 P 波。当孔隙介质的固、流相界为粘滞相界时，由于慢拟 P 波的强衰减性，无论从固相位移还是从流相位移的波场快照，一般都很难看出慢拟 P 波。

（3）对于粘滞相界的双相介质，如果耗散系数（如 $b_{ij}=\eta\varnothing^2/k_{ij}$）较小，则从固相位移和流相位移的波场快照都能看到三种波。耗散系数越小，固相位移的波场快照所体现出来的慢拟 P 波越明显，耗散系数为零时，慢拟 P 波最明显。换言之，若孔隙度和粘滞系数一定时，渗透率越大，慢拟 P 波越明显。从流体位移的波场快照来看，耗散系数越大，快拟纵波和拟 SV 波越明显，而慢拟 P 波则相反。

（4）相同条件下，流相位移波场上表现出来的慢拟 P 波比固相位移波场表现出来的要明显。达表明从流体位移分量的波场快照比从固体位移的波场快照更容易观察到慢速拟 P 波。同时慢拟 P 波具有很强的散射性质。

本研究由国家自然科学基金和清华大学基础研究基金资助。

关于各向异性界面反射系数

姚　陈　郝重涛　王　迅

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

地表反射地震探测记录到的反射振幅包括震源激发、波传播的几何扩展、介质吸收引起的衰减、在界面上所经历的透射和反射及自由表面效应，而界面反射系数成为获取有关界面性质和约束介质层速度的重要参数。介质内界面反射系数的严格计算应满足界面上位移—应力连续及能量守恒条件。对于各向同性介质内界面，计算 P 和 P—SV 的反射系数有解析形式的表达式，反射系数是界面两侧纵、横波速度间断和密度间断的函数，但一般采用的近似表达式略掉了能量守恒条件（Aki，1980）。对于各向异性介质内界面，因各向异性引起的速度变化，故考虑对各向同性反射系数表达式作速度间断修正。仅作速度修正得到的各种理论结果对弱各向异性和弱速度间断介质条件是近似成立的，但不适用强各向异性介质条件。但各向异性反射系数因理论近似出现的误差尚未作过论证，本文从物理机制和数值对比来讨论该问题。

各向异性介质中传播三类体波，它们的速度随方向变化而且出现偏振异常，P 波的偏振偏离其传播方向，两准横波的偏振也偏离波前面，偏振偏离随方向变化，这必然影响界面上的纵波反射和纵、横波之间的反射转换。弱各向异性中 P 波偏振异常较弱，可以突出考虑速度异常对反射系数的影响。即使水平的 TI 介质，强各向异性使 P 波发生严重的偏振偏离，其引起的界面上位移—应力异常对反射系数的影响可以超过速度变化对反射系数的影响。界面上 P—SV 的反射系数情况相同。对于更广泛的各向异性介质条件，P 波发生三维偏振偏离，两准横波已不能再按 SV 波和 SH 波分类，相应的界面上位移—应力连续及能量守恒条件非常复杂，并且能量反射并不符合通常的斯奈尔定律且仅符合广义斯奈尔定律，取解析解途径来研究反射系数已不存在可行的途径，这直接影响对反射振幅各向异性效应的认识和解释。

对于水平层状介质，已发展了适用任意各向异性介质条件的各类波的反射振幅随炮检距变化的数值模拟技术（姚陈等，1999SEG），这使我们能系统研究介质各向异性对反射振幅的影响。就解析解所适用的各向异性介质条件，我们同时用严格数值和解析解计算反射系数，并比较这两种不同理论途径给出的结果及差异。各向异性反射异常与波速异常及偏振异常关系的计算结果进一步揭示出偏振异常对反射系数的贡献。

理论研究各向异性反射在反射记录的观测解释中正在发挥重要作用。

四川是典型的灰岩裂缝区，裂隙目的层内含气还是含水在反射记录上的显示成为该地区天然气探测要突出解决的理论问题。对原始三分量记录作扣除浅层波处理后，我们根据反射 P 波和 PS 波得到能用理论地震图验证的精确纵、横波速度结构，进一步对比产气井和含水井反射记录特征，得到含水裂隙层相比含气裂隙层出现目的层顶界面反射缺失的理论判据。裂隙内气液充填差异导致各向异性不同并引起反射变化，相比通常用岩性变化来解释反射，非岩性强烈变化的裂隙层反射可成为气液鉴别的新的理论依据。

对于海底三分量记录，我们用方位各向异性理论解释了垂直测线水平分量（Y 分量）道集上记录的可连续追踪的转换波（姚陈等，1999SEG）。我们还注意到，在近垂直反射的零炮近距道同样可记录到较强的转换波。因 P 波垂直入射时，在介质内界面上不出现 P 波到 PS 波的转换，基于各向同性反射或直立裂隙各向异性反射无法解释此现象。如果水平层内的海底裂隙具有倾角，用理论地震图和 X—T&X—A 数值结果可以解释零炮检距道上出现的转换波，原因是倾斜裂隙引起垂直入射条件下的纵、横波的偏振异常并导致反射异常。

本研究由中国国家自然科学基金和石油天然气总公司‘九五’项目资助。

P 波与 PS 波反射双曲时距

姚 陈

(国家地震局地质所)

三分量反射地震勘探同时记录到 P 波和 PS 转换波两种不同类型的反射波。原则上，我们从这两类波动力学特征可以获得有关介质泊松比、岩性及裂隙、孔隙的信息，但解释这两类波的时距特征仍是各种处理解释的基础。因反射转换 PS 波下行 P 波和上行 S 波路径不对称，国内、外许多研究认为反射 PS 波具有非双曲时距，这使得转换波的速度分析和资料处理相比反射 P 波的资料处理解释要困难得多。我们在理论上给出严格证明，对于 n 层水平层状各向同性介质，反射 PS 波仍显示双曲时距特征并具有以下均方根速度

$$V_{PS}=\left(\frac{\sum_{i=1}^{n} h_i \ (\alpha_i+\beta_i)}{\sum_{i=1}^{n}\Delta t_i}\right)^{1/2}$$

其中 α_i、β_i 和 h_i 为各层的纵、横波速度和厚度，$\Delta t_i=h_i/\alpha_i+h_i/\beta_i$。PS 波速度为混合波速，全程反射 P 波或反射 S 波的均方根速度可视为该混合波速的特殊情况，且三者所适用的炮检距范围类似。此理论结果直接关系对 P 波和 PS 波的综合研究及处理解释。

对于正演问题，如果知道各层或各个层序列的纵、横波的速度比，我们可得知来自不同界面反射 P 波和 PS 波的时距速度之比及相应的到时比，这便于研究多层介质这两类波的对应关系，也有助于调整速度结构进一步研究它们之间的到时和动力学特征关系。

类似反射 P 波，PS 波的均方根速度大于垂直反射时 PS 波的平均速度。时深转换时要利用平均速度，而平均速度事先并不知道，为此需要将均方根速度转换成平均速度。对于 1.732 左右纵、横波速度比，均方根速度相对平均速度偏离较小。但当层介质包含低横波速度层时，如软海底条件、包括深反射的 PS 波的均方根速度相对其平均速度都会出现较大偏离。理论可以证明，利用反射 P 波和 PS 波的速度比，可以较精确地将 PS 波的均方根速度转换成平均速度，其理论误差范围与 P 波均方根速度相对平均速度偏差处于同一量级。

我们从观测记录上 PS 波的双曲时距可得到其时距速度（叠加速度）和时距深度，此独立于对反射 P 波的时距速度和时距深度解释。在不知道纵、横波速度结构条件下，我们仍能从两者的时距深度关系得到这两类波关于反射界面的对应关系。无此判据，P 波和 PS 波关于反射界面深度的解释错位将导致纵、横波层速度解释出现系统错误。数值模拟结果表明，仅依赖横波速度扫描寻找众多反射 PS 波及 P 波的相互对应关系往往是多解的。

我们将以往解释反射 P 波层速度的 Dix 公式扩展到用于反射 PS 波，如此可得到该波的层速度。PS 波的层速度虽为混合波速，但独立于反射 P 波的层速度解释。当我们分别获得 P 波和 PS 波的层速度，可进一步得到纵、横波之间的速度比及纵、横波的层速度。

以上理论结果已经过理论地震图的检验并开始用于从陆地到海底三分量反射 P 波和 PS 波的观测解释。因叠加速度误差较大，用 Dix 公式计算层速度会出现误差放大，故我们强调从 P 波和 PS 波的时距速度求解纵、横波的层速度。在实际记录上测量两类反射的到时也难免出现误差。为此，在理论吻合观测时距的前提下，需要用两类反射振幅随炮检距变化及深浅不同反射的振幅关系作为限制条件，以进一步优化纵、横波的速度分层，这也使理论地震图与观测记录对比成为速度解释检验的新途径。

各向异性是介质的普遍特征。因各向异性能量反射存在等价的各向同性速度解，我们可先得到各向同性纵、横波速度综合解，再着眼其它反射特征研究介质各向异性的效应。

本研究由中国国家自然科学基金 49874012 资助。

对软海底介质条件反射的研究

王 迅 姚 陈

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

解释海底三分量记录首先需要考虑硬、软海底条件对反射记录特征的影响。因海底沉积环境和沉积历史不同，一些地区水层下沉积固结好，成为硬海底，其纵、横波速度较高，记录上混响波突出；而软海底水层下纵、横波速度较低，通过过渡层使速度逐渐升高，这时混响波相对较弱，但记录上也出现一些有待研究解释的不同特征。

我国南海属于软海底条件，三分量数据记录上仅记录到较弱的P波多次波，在两个水平记录分量上，近炮检距记录道1秒前可看见一系列与水底反射近似平行的PS转换波，它们的时距速度接近水层内P波速度，1秒后才显示与反射P波能对应的反射的PS波，显然有必要理论解释此类记录特征。理论上已经证明，对于正常层速度比（1.732），从反射PS波的时距可得到与P波对应较好的界面深度，但浅层出现低横波速度层时，深层反射界面深度误差较大，而为校正此界面误差需要知道浅层的横波速度（姚陈，2001）。但浅层纵、横波速度只有根据记录本身才能得到。为此，我们通过理论地震图计算研究解释1秒前反射P波和PS波特征，希望从中找到软海底浅层速度解释的途径。

对于观测记录的道间距、最大炮检距和反射记录的视周期，我们用反射率法计算25赫兹主频的共炮记录道集，结合X－T＆X－A数值技术（姚陈等，1999）研究解释各类反射的时距和振幅特征，同时将一次反射计算和多次波计算结合起来，从中研究反射之间的相互干涉特别是振幅的相干加强。对于包括水层的多层介质反射和混响波，采用从上到下逐渐增层的方法研究从浅到深的反射特征及相互关系。

获取浅层纵、横波速度结构需要考虑反射时距和反射振幅这两个约束条件。对于反射P波，我们注意到在1秒前出现较弱的多次波，它们的时间间隔大于水层多次波的时间间隔，而从其它反射振幅看分层介质似乎没有出现大的速度间断。为此，我们设P波速度随深度逐渐增加，在水层下50米存在固结较好的高速层，在其顶界面与水层表面之间形成多次波。对于近似平行水底P波的具有双曲时距的PS波，我们发现只有用较低横、纵波的速度比的层序列才能解释它们的时距特征，并可以解释远炮检距出现的超前于水底接收P波的前至波，但需要进一步研究这些波振幅随炮检距的变化特征，以确定浅部各层的横波速度。

采用海底介质低横波速度模型，计算所得一次波反射的理论地震图中，各分量上水中直达波走时特征与记录一致；离震源相同的炮检距位置，下层介质反射波到时超前于直达波；不同界面反射记录的到时特征与实际记录基本相同。与三分量观测记录对比，理论地震图反映了实际数据的主要特征，即浅部反射为非双曲时距，近似平行于水中的直达波；海底的深反射则近似为双曲时距。

我们通过调整水层下的过渡层参数，比较了各分量上来自不同界面的反射振幅强度。PS转换波的振幅受横波速度间断及密度间断决定。如果从浅到深逐渐增加海底的纵、横波速度，则各反射振幅大小接近。在没有强横波速度间断的情况下，我们得到与实际记录的特征相近的PS波振幅特征，反射波振幅随炮检距增加强度变化不大。

在海底介质层底界面下增加高速薄层，理论图的Z分量记录上的近炮检距端可以观察到等间隔的混响波，与海底观测记录出现的混响波特点相同。相比不含高速层的介质模型，近炮检距的反射振幅较强，随着炮检距增大振幅衰减较快。

对于横波速度渐增或存在较大速度间断的海底模型，计算结果均满足观测记录的整体特征。如何综合解释浅层P波和PS波振幅随炮检距的变化特征是进一步要解决的问题。

本研究由中国国家自然科学基金49874012资助。

沁水煤田南部煤储层孔隙分形特征研究

程 东[1] 沈 芳[2]

(1 成都理工大学石油系，成都，610059；2 中科院上海技术物理研究所，上海，200083)

煤的孔隙是指煤中被流体所占据的空间，是煤总体积的一部分。煤层，对煤层气而言，既是气源岩又是储层，是具有双重孔隙的岩层。它的孔隙由基岩孔隙和裂隙孔隙组成。由于煤的储气机理是吸附，煤中大部分气体是以吸附状态储存在微孔隙中的。又由于煤的微孔隙极为发育，具有很大的表面积，且随着煤变质程度的增高，表面积不断增大，1g 煤的孔隙内表面积最高可达 $400m^3$（黄景诚，1990）。巨大的孔隙表面积决定了煤储层可以因吸附而具有较大的储气能力，煤的孔隙结构随煤级的指数变化反映出其孔隙结构具有分形的特征。

大量研究证实，煤体孔隙具有分形特征，其分维大小是描述煤孔隙性的重要参数，它描述了不同直径孔隙的比例，或者说是具有分形特征的孔隙分布。

根据分形的定义，如果煤体孔隙具有分形特征，应满足如下方程：

$$\lg V = a_V + (1-D_V)\lg R \qquad \lg A = a_A + (1-D_A)\lg R$$

其中：V，A 分别为累积孔隙体积和累积孔隙表面积；a_V，a_A 为常数；R 为某一压力条件下汞进入煤孔隙的最小孔隙孔径；D_V，D_A 分别为孔隙容积和表面积分形维数。

本文根据刘焕杰教授等所做的大量沁水煤田南部煤样的压汞测试结果（见表），对煤样的测试数据进行回归分析，其相关性很好，且经过信度检验是可信的。说明煤体累积容积和比表面积具有明显的分形特征，其中 D_A 的相关性大于 D_V，说明累积表面积的分形特点更为明显。从图中可见，D_V，D_A 具有一定相关性，分形维数均随着压力增大最小孔隙半径的缩小而增大。因此，可以通过对压汞结果的分析，用累积容积和累积表面积的分形维数来描述孔隙结构分布的复杂性。

沁水煤田南部煤样压汞试验结果表

地点	样品编号	煤层	孔隙半径 R/nm	孔隙容积 $V/10^{-4}cm^3 \cdot g^{-1}$)	单位质量累计表面积 $A/10^{-3}m \cdot g^{-1}$	lgR (R/nm)	lgV ($V/10^{-4}cm^3 \cdot g^{-1}$)	lgA ($A/10^{-3}m \cdot g^{-1}$)
沁水永红矿	HZ070202	3 号	R=1000	334	8.4	3	2.523746	0.924279
			R=100	357	64.5	2	2.552668	1.809559
			R=10	518	3626.1	1	2.714329	3.559439
			R=5	519.37		0.698970	2.715476	
			R=2	519.73		0.301029	2.715777	

既然煤体孔隙结构的复杂性可以用累积容积和累积表面积的分形维数来表示，那么，能否寻找出受控于煤储层孔隙发育程度的参数—煤层渗透率与它们的关系呢？笔者通过对研究区数十个样品的压汞实验结果进行分析，发现数据点离散，没有一定规律可循，分析其原因得出煤体渗透率主要受裂隙孔隙及其张开与沟通程度的影响，与基质孔隙关系不大的结论，裂隙孔隙虽仅能占到煤体总孔隙度很小的比例，但其对渗透率的贡献值却很大。另外，所取煤样的煤岩类型不同，测得的渗透率值相差也很大。

煤田反射地震倾斜界面参数的求取

于光明[1] 姚 陈[2] 殷全增[3]

(1 中国煤田地质局物探研究院，河北涿州，072750；2 中国地震局地质研究所，北京，100029；
3 河北煤田地质局物测队，河北邢台，054000)

对煤田地震勘探而言，因目的层较浅，野外数据采集一般排列较短，故对于二维和三维地震勘探多采用中间放炮双边接收的观测方式，如此便于提高施工效率、降低勘探费用。在许多地区，可以获得有效波频带较宽、信噪比较高的反射记录，不同深度反射同相轴大都可以连续追踪。

以地震资料叠加偏移成果为基础，结合测井资料，在许多情况下所得地质成果与实际情况吻合较好，包括 5—10 米小断层识别、陷落柱的圈区、大套地层划分及煤层厚度预测等。但是在进一步利用地震资料的叠加偏移成果来求取较薄地层的厚度、地层的深度、地层的倾角，以及地层的层速度过程中，仍存在以下两个问题。

首先，当地层存在倾角时准确求取叠偏速度往往出现困难，而叠偏结果往往受偏移方法，适用条件以及所提供偏移速度的影响。另外，在利用叠加偏移后的结果求取地层的厚度，地层的深度，地层的倾角以及层速度时，我们注意到，由于这些参数的精度严重依赖叠偏结果的准确程度，即使有测井资料约束也很难求准，因此所求取地层参数会出现误差。

双边数据采集所具有的一个重要特点是，对于水平界面反射，双曲时距的左、右两个半支在炮集记录上是对称的；来自倾斜界面的反射时距尽管仍为双曲时距，相对通过炮点的时间轴则显示出非对称性。对于单边数据采集，在炮集上却无法得到双边采集所提供的时距特征的整体显示。我们针对煤田地震勘探开展双边数据采集和可获得较高信噪比记录的特点，提出一种直接利用单炮记录求取地层参数的方法。

理论上可以证明，来自均匀介质内倾斜界面 P 波反射时距仍为双曲时距，但该双曲时距在炮集时间记录上的位置与介质速度、界面深度和倾角有关。对于大的界面倾角，我们在有限长度排列的炮集记录上仅能看到双曲时距半支的一部分；而对于较小的界面倾角，在双边接收炮集记录上可以看到双曲时距顶点左、右两支的反射（部分），由此给出的反射时距解是唯一的。为此，我们定义倾斜界面反射时距顶点所在记录道的偏移距为时距顶点偏移距，并定义折合界面深度。这样，倾斜界面反射双曲时距的形状和位置是顶点偏移距、折合界面深度和速度的函数。在炮集记录双曲两支不同炮检距处拾取三个反射到时，构成三元一次方程组的定解问题。根据解出的这三个参数，我们用解析方法很容易计算炮点到界面深度、界面倾角、界面以上速度三个倾斜界面参数，并可以得到各记录道反射波相对界面的入射角和反射点深度。显然，水平界面反射可以看作是倾斜界面反射的特殊情况。

给定介质模型，我们计算了倾斜界面反射时距，用上述方法精确反演出倾斜界面的各个参数，理论验证了方法的可靠性。

对于实际记录，我们开发了人机交互分析软件，利用计算机自动拾取记录上各反射波的起跳时间，并通过比较理论时距与各记录道的反射到时来保证到时拾取精度。实际结果表明，对于高信噪比记录，我们可迅速得到界面的深度、倾斜界面倾角和界面以上速度；而当记录的信噪比较低时，我们分析各层速度对反射振幅影响，调整在记录上所拾取的到时并修正介质的速度分层。

在对共炮集记录上的反射波到时拾取解释前，需要做好野外静校正，以使各反射波的时距能正确反应介质速度分层和反射界面的特征。当记录的整体信噪比较低时，有必要采用波场分离技术去除和压制干扰波，以此保证反射到时的准确拾取及速度和界面参数的解释。

本研究由中国国家自然科学基金 49874012 资助。

陆上纵波源三分量地震资料采集

张晓斌 唐建侯 李亚林 唐晓雪

（四川石油管理局地质调查处成都物探研究中心，华阳，610213）

为探测裂缝储集层油气，四川从1992年就开始进行炸药激发和三分量接收的纵波和转换波采集试验，特别通过近几年的努力，研制出了一种新型的陆上三分量检波器，结合先进的24位模/数转换地震仪及合理设计的采集参数，使在四川盆地开展的纵波源三分量资料采集试验获得成功，同时也初步形成了一套陆上三分量地震资料采集技术。

1. 新型陆上三分量检波器

以往使用的陆上三分量检波器上没有方向调节器，沿测线同一分量的方向不能保证一致，这使得在道一致性观测记录上局部时间段波出现相位反相和振幅畸变，严重影响了地震反射记录的真实性。另外，因没有提出检波器间的隔离度概念，而隔离度不够将造成道间串音干扰，同样影响数据质量。针对这些问题，我们与重庆地质仪器厂合作研制出的三分量检波器由一个调向杆、罗盘、内装按笛卡尔坐标排列的三只10HZ检波器芯体和三尾锥构成，在保证与地面良好的耦合（尾锥不动）的条件下，能方便地调节检波器的方位角和水平角，可确保同一测线上的检波器X、Y、Z三分量的极性和相位一致。设计上取各检波器之间的隔离度大于20dB，此保证了道间无串音干扰。三个检波器采用串联组合，这有利于地震信号接收。

与过去正交三分量检波器相比，该型检波器设计上增加了万向调节装置及调节方位和水平的专用工具。整体内装包括按笛卡尔坐标排列的X、Y、Z三个10Hz芯、附加电缆、密封、芯体、万向调节装置、三尾锥及专用工具等。

采用道一致性观测方式，我们检验了所研制检波器的各项参数，结果显示多道不同分量检波器的极性、振幅及相位都具有各自的一致性。

2. 数值模拟参数设计与野外接收

（1）测线方位　测线方位与裂缝走向之间的夹角对三分量记录观测及裂隙介质的各向异性描述有重要的影响。以X分量为例，炮点中间激发两边接收排列的数值模拟记录表明，令测线与裂缝走向分别平行、45度夹角和垂直时，记录结果有较大差异。为此，要确定勘探区的裂隙特征，必须布置不同方位的测线进行观测。

（2）观测系统设计　在三分量地震勘探中要兼顾得好P波和SV波剖面，设计出合理的观测系统是多波野外数据采集的关键。我们用Zoeppritz方程计算了P波入射时P波和SV波的反射系数。结果表明，入射角大于临界角时P－SV波反射系数比入射角小于临界角时大，但当入射角大于临界角时反射波的相位发生变化，尤其在临界角附近相位会出现急剧变化，故P－SV转换波的最大炮检距应以临界入射角为限。根据钻井数据，我们还用弹性波方程正演了Z分量和X分量的单炮记录。从计算结果看，P－P分量，P－SV分量在$X_{max}=5000$米内（即小于临界角内）均能获得目的层反射，与Zoeppritz方程计算的结果一致。波场数值模拟及理论分析使我们设计出初步的多波观测方案。

（3）野外试验与数据采集　参照数值模拟提供的地震测线布设方位和观测系统，我们进一步在野外采集试验中开展了波场调查、偏移距试验、不同覆盖次数对比，并分析了反射波与干扰波的特征，其中的段试验作了60次、30次、15次覆盖次数及远、近排列剖面对比，并对偏移距试验作了相应的数据处理。结合数值模拟和野外采集试验结果，我们最终确定了合理的观测系统和采集参数。

1999年在四川盆地用所研制的新型三分量检波器和SN388地震仪，按上述采集参数作了与裂缝走向平行、45度、垂直的3条测线的纵波源二维三分量地震资料采集。我们在单炮三个记录分量都能见到浅、中、深层有效反射波的同相轴，获得了高质量的三分量反射数据，如此保证了其后反射地震裂缝探测的处理解释和信息提取所要求的数据基础。

塔河油田各向异性的认识

张丽琴　於文辉　王家映

（中国地质大学地球物理系，武汉，430074）

塔河油田属碳酸盐岩油田，埋深在5300米以下。该区碳酸盐岩储层的发育受沉积、成岩、古岩溶等多种作用的影响；储集类型有裂缝型、裂缝—孔洞型、裂缝—溶洞型、基质孔隙型、生物礁滩型等多种类型，发育规模不均，纵横向非均质性严重，各向异性极强。由于上覆岩层较厚，不同层段的各向异性具有不同的特点，致使该区各向异性异常复杂。因此，给利用地球物理方法研究油层各向异性带来极大的困难。

从固体介质各向异性的角度来看，塔河油田从上到下共表现为三种不同的各向异性特征。使用地面地震方法探讨塔河油田各向异性问题则是三种各向异性问题的组合。地震波由地表到古生界碳酸盐岩，再由古生界碳酸盐岩到地表二次经过三种介质、二大主要界面。

1. 浅层各向异性特征

塔河油田的表层以沙质夹泥土为主，地下水位较高，流沙发育。这种介质主要表现为统计各向异性特征。前人研究表明这种各向异性也存在S波分裂现象。该区VSP资料也揭示了表层各向异性S波分裂的现象，但是，表层各向异性产生的S波分裂，能量太弱，信噪比不高。

2. 以碎屑岩沉积为主的中、新生代及上古生代地层各向异性特征

以碎屑岩沉积为主的中、新生代及上古生代地层，构造幅度较小，从全区来看，地质构造起伏引起的各向异性影响较小、沙泥岩薄层相互交替沉积，可以近似为横向各向同性介质。但是，该区VSP资料揭示中、新生代及上古生代的层速度具有方向特征。以沙65井VSP纵波动校前层速度为例，该VSP具有二个不同方向的炮点，分别位于北西向和北东东向，偏移距相等。苏维依组地层北西向层速度为4500m/s，北东东向层速度为4700m/s，二个方向的层速度之比为0.957，而横波层速度比为0.97；在阿克库勒组，北西向层速度为5700m/s，北东东向层速度为6000m/s，二者层速度之比为0.95，横波层速度比为0.93。有偏VSP层速度的变化特征表明：中、新生代及上古生代地层也具有方位各向异性的特点。这种现象可能是地层岩性在横向上分布不均，孔隙规则排列及裂隙等多种因素产生的结果。

3. 碳酸盐岩沉积为主的下古生代地层各向异性特征

该区碳酸盐岩既有垂向分布的孔、洞、缝，也有层状地层作用及水平分布的孔、洞、缝，它们表现为正交各向异性特征。储层在纵波速度与横波速度方面都反映出强烈的各向异性。仍以沙65井VSP动校前层速度为例，北东东向纵波层速度曲线的起伏频度较大。北西方向纵波层速度曲线的起伏频度较小。曲线对比来看，北西向低速层的分布空间大于北东东向低速层的分布空间。二个方向的纵波层速度之比为1.02。横波层速度也具有这一特征，且横波层速度之比为1.16。这一现象体现该区奥陶系碳酸盐岩内部的不均匀结构产生的各向异性特点。

上述分析表明：塔河油田地层从上到下具有不同各向异性特征，给地震资料数据处理、分析及解释带来极大的困难。利用地球物理方法研究该区碳酸盐岩储层各向异性问题，首先必须消除表层统计各向异性和中、新生代及上古生代地层各向异性的影响。从纵波与横波速度分布特点及VSP纵、横波剖面来看，利用单一波场资料研究碳酸盐岩储层各向异性难度较大，综合利用纵、横波资料（多波地震勘探）将是解决该区各向异性问题的主要方法。利用多方位VSP资料标定速度模型，是该区三维数据精确成像的关键。

理论地震图拟合观测记录对比研究

郝重涛 姚 陈

（中国地震局地质所，北京，100029）

地震勘探区详细的速度分层是解释岩性和研究裂隙、孔隙各向异性的基础。本文采用理论地震图技术对四川灰岩区不同测线反射P波记录进行波形拟合，以获取研究区精细速度分层结构。

我们用各向异性反射率技术计算全波理论地震图，得到层介质各类反射的时距、振幅和波形变化特征。但实现用理论地震图解释反射记录很困难，主要是不但要解释多个反射的时距特征，还要解释这些反射的振幅特征，而振幅特征包括各反射振幅随炮检距的变化及不同反射能量间的相对关系。

我们发现，用测井及VSP解释提供的速度分层模型计算理论地震图，无论走时还是振幅P波理论反射都难以拟合观测记录，这说明高频测井速度与低频反射速度存在差异。为此，只有从反射记录本身出发来获取介质的分层参数。

反射时距是共炮集记录上的基本特征之一。对于Z（垂向）分量上一系列具有双曲时距特征的P波反射记录，我们分别在两炮检距处测得反射的两个到时，由双曲时距方程求解时距速度、垂直反射时间和界面深度。我们用均方根速度（叠加速度）解释时距速度，由Dix公式求解层速度。实际操作中因采样率精度及难以避免的到时读数误差，在上述由时距到层速度的反演中会出现异常的高速值和低速值，这意味着反射界面两侧会出现不合理的强速度间断或弱速度间断。因强速度间断界面两侧反射会出现相比其它界面反射强得多的反射振幅，使得不同深度反射能量不匹配，而过弱的速度间断界面两侧又会使反射振幅弱得难以解释观测振幅。因此，需要在一定范围内调整反射到时值，以减小读数误差对速度分层的影响，去掉那些明显不合理的速度值，获得符合多个反射时距的初始层速度模型。利用反射转换波，我们用类似的方法获得了横波的初始速度模型（姚陈，2001）。

我们基于所得到的初始层速度模型计算理论地震图，一般能吻合不同深度反射P波的观测时距，但理论振幅和记录振幅之间往往还会出现很大差别。因此，需要在保证反射 时距解释的前提下，通过振幅约束从上到下逐层修正层速度，最终用修正后的速度模型计算理论地震图，进一步使理论振幅特征与记录振幅特征整体一致。

在振幅解释过程中，我们注意到，零炮检距P波反射振幅仅与纵波速度间断和密度间断有关，但非零炮检距P波反射振幅不但依赖于界面两则的纵波速度间断和密度间断，还与横波速度间断有关，横波速度对P波振幅随炮检距的变化特征有重要影响。给定层介质的密度间断，近炮检距处的P波反射振幅取决于P波的速度间断，横波的速度间断直接影响P波振幅随炮检距的变化特征。例如，增大横波速度间断使部分炮检距段P波反射振幅降低，而这一特征是无法通过调整纵波速度间断和密度间断改变的。

数值结果表明，要得到能与浅部反射振幅相比拟的深反射振幅，深反射速度间断一般大于浅部反射速度间断。为使理论记录与观测记录吻合，需从上到下综合调试纵、横波速度和密度，并综合地质和物探资料，使速度分层与地质层位相对应。

理论地震图P波振幅随炮检距变化特征以及不同界面P波能量之间的可对比性是检验介质速度分层是否合理的一个重要标准，为反射时距的速度解释提供进一步的限制条件，其中横波速度对反射P波振幅随炮检距变化特征有重要影响。这弥补了以往在零炮检距仅依赖于作为纵波速度和密度乘积的波阻抗来解释反射振幅的不足。因此，在可以估计一个地区纵、横波速度比大致范围的条件下，可以考虑单分量资料的再利用，增加振幅限制条件作速度分层的精细解释，本文的研究意义也在于此。

本研究由中国国家自然科学基金和石油天然气总公司‘九五’项目资助。

三维地震资料方位速度分析在塔北地区裂缝检测中的应用

孙开峰　管路平　高志凌　蔡　瑞　马中高

（中国石化石油勘探开发研究院南京石油物探研究所，210014）

当地层中存在裂缝孔洞时，就会造成各向异性，利用横波和转换波可以有效地检测地层裂隙。但由于横波和转换波采集费用昂贵，国外近几年开始利用全方位三维叠前纵波资料检测裂缝，取得了一些成果。大量的研究表明，在方位各向异性介质中，P—P 波振幅、速度等变化呈椭圆型，通过 P 波分析（如方位 P 波 AVO 分析、P 波速度的方位变化等研究）可以预测介质的裂缝发育情况，寻找潜在的油气层。目前，新疆塔里木盆地北部地区缺少多分量资料以及全方位三维纵波资料，在这种情况下，笔者尝试利用现有的有限方位三维纵波资料进行多方位速度分析，检测该区碳酸盐岩地层裂缝发育带，为塔北地区奥陶系碳酸盐岩地层预测开辟新路。本文介绍了三维地震资料多方位速度分析方法在新疆塔北某区预测裂缝发育带的实现过程及实际应用情况。

1. 研究目的及三维地震采集

勘探区面积为 117.96 平方公里。野外观测采用 4 炮 8 线正交观测系统，为有限方位采集，炮点距 100 米，道间距 50 米，常规面元大小为 50 米 * 25 米，每个面元的叠加次数为 20 多次。该区碳酸盐岩经历了海西早期岩溶作用，海西早期运动使中上奥陶、志留—泥盆系地层被剥蚀，并使下奥陶系碳酸盐岩遭受长期风化，顶部形成了风化壳，加之多期的构造运动使裂缝的发育，便形成了纵横向分布极不均匀的以裂缝—溶洞为主的碳酸盐岩储集体。钻井揭示，碳酸盐岩风化壳地层中裂缝、溶洞发育，且油气产量与地层中裂缝、溶洞发育程度成正比。研究的目的就是利用该区的三维地震资料进行各向异性分析，预测裂缝、溶洞发育带。

2. 叠前三维地震资料纵波速度各向异性分析步骤

①分析炮检方位角的分布情况。该区采用正交观测系统，炮检方位角主要分布在纵测线两侧±50 度范围内，根据数据的分布情况，将所有方位分成±90 度两个区间，并对每道记录按方位角的大小分类到这两个区间。②形成超级面元道集。由于常规面元方位道集的地震记录道数偏少，为保证速度分析的精度，需形成超级面元，面元大小为 150 米 * 75 米。③速度分析。对于每个超级面元的两个震源—检波器方位的子道集，进行独立的速度分析，最终形成两个方位的三维速度数据体，其工作量巨大，该项工作的关键在于速度分析的精度及速度分析的效率。为此，笔者开发了 CDR（Controlled Directional Reception）方法求取地震波速度，这种方法依据炮点射线参数、检波点射线参数、旅行时、炮点位置、检波点位置等参数求取速度，该方法具有逐点求取、经济稳健且精度较高的特点。④分析速度方位差异。根据该区下奥陶系碳酸盐岩地层顶底界面的时间构造图，抽取层位速度切片，由对应的层位速度数据求出层速度。依据两个方位上的层速度图，计算出每一个面元层速度的方位变化，以速度比的形式表达出来，形成层位方位速度变化图。

3. 方位速度差异的解释

在该区，速度各向异性处理仅针对两个不同方位区间内 CMP 道集进行了速度分析，计算了两个方位道集的速度差。从该区下奥陶系碳酸盐岩地层方位速度变化图上看，工区中央东西向条带及西北侧裂缝较发育，与波阻抗、振幅异常相一致，与钻井结果相符合。同时必须就采集、处理或解释中的各向异性速度差异的陷阱进行分析，如条带状野外三维观测系统的炮点—接收点方位分布不均匀，某些方位上地震记录很少或偏移距过小等因素，影响速度分析的精度，可能导致预测到的裂缝主方向不够准确，须进一步加强研究。

磁各向异性条件下磁法勘探正问题的差分数值解法

吴燕冈　孙建国　陈丽虹

（吉林大学地球物理系，长春，130026）

1. 研究意义与现状

变质岩铁矿是我国铁矿资源中重要的类型之一。这类矿床引起的磁异常往往很复杂，其原因在于围岩和矿石的磁性具有各向异性的特征，而且又多是强磁性的，所以，磁各向异性和退磁效应的影响既复杂又强，难于计算和算准，为了作复杂磁异常的定量解释，很需要有适合这种情况的计算磁异常的方法。

传统正演计算方法绝大多数是针对磁性体磁性的各向同性条件，这些正演计算方法不同程度地考虑了退磁效应，但不能考虑磁各向异性的影响；1978 年 B. H. завоиски 提出了另一种新的正演计算方法，能同时考虑磁各向异性的影响，却不能考虑退磁效应；1983 年王书惠给出了在磁各向异性条件下应用有限元法解二度体正问题的计算公式，能同时考虑磁各向异性、退磁效应、剩余磁性三种因素的影响；本课题在此基础上采用差分数值解法求解磁各向异性正问题，旨在寻求更加简便快捷实用且精度高的方法。

2. 磁各向异性及其数学描述

变质岩铁矿矿石的磁各向异性应包括两方面：一是磁化率的各向异性，即平行于层理方向的磁化率 $k_{\parallel}$ 与垂直于层理方向的磁化率 $k_{\perp}$ 存在明显的差别；二是剩余磁性的各向异性，即平行于层理方向的剩余磁化强度分量 $J_r^{\parallel}$ 与垂直于层理方向的分量 $J_r^{\perp}$ 也有明显的差异。

取定一个右手坐标系直角坐标系（o′; x′, y′, z′），坐标原点 o′取在考察点 P，取 o′x′轴和 o′y′轴平行于该点的层理面，则 P 点的磁化率 κ' 是一个二阶对称张量。在空间中取定一个固定的右手直角坐标系（o; x, y, z），作一旋转就可将（o′; x′, y′, z′）变为与（o; x, y, z）平行的坐标系。假定所研究的是理想的铁磁介质，磁化率张量 k′的各个分量均与该点的总磁场强度无关，则在这两个坐标系中磁化率 k 和导磁率 μ 也都是二阶对称张量。

3. 磁各向异性条件下正问题的数学提法

利用磁化率张量 k、导磁率张量 μ 和剩余磁化强度 J_r 的概念表征磁性体的各向异性，总磁位 U 应由偏微分方程和定解条件确定，且其非标准形式的椭圆型偏微分方程，在动坐标系（o′; x′, y′, z′）中，可以化为标准形式。其定解问题是椭圆型偏微分方程的第一类边值问题，它有解且是唯一的。以上磁各向异性条件下磁法勘探正问题的数学提法，对任意多个形状和层理构造不同、磁性不均匀的各向异性磁性体同样适用。

4. 用差分法求定解问题的数值解

考虑 Poisson 方程的第一边值问题，以两族平行线将定解区域剖分成矩形网格，目的是要求出定解区域内部全体内点上的数值解。

对正则内点由二阶中心差商公式可求得与 Poisson 方程相近似的差分方程和其截断误差表示式，方程的个数等于正则内点的个数。而未知数则除了包含正则内点处解 u 的近似值外，还包含一些非正则内点处 u 的近似值，因而方程个数少于未知数个数。在非正则内点处 Poisson 方程的差分近似不能按式给出，需要利用线性插值的边界条件来处理。将差分方程式与边界条件插值式联立，就得到方程个数与未知数个数相等的方程组，求解此方程组就可得到 Poisson 方程第一边值问题的数值解。

利用球体模型对磁各向异性的影响、退磁效应的影响、以及剩余磁性的影响做了初步试算和对比，总的来说计算结果与理论异常吻合较好。

本研究由教育部骨干教师资助计划“长江学者”专项研究资助。

18. 中国大陆块体结构及运动变形

中国大陆活动块体地壳结构研究

张先康　王夫运　嘉世旭　方盛明

（中国地震局地球物理勘探中心，郑州，450002）

我国地震学者在研究地震活动的空间分布及大陆强震与活动构造之间的关系时，发现中国大陆强震与“活动地块”的运动性状、块体之间的相互作用、边界断裂的深浅耦合关系密切相关。所谓“活动地块”是指被一系列不同方向、不同运动方式的晚第四纪活动断裂所切割和围限的块体，据此，提出了“现代地壳破裂网络”、“活动地块构造”等假说。

深地震测深的结果也表明中国大陆具有明显的块体结构特征。块体之间至少在地壳和上地幔的范围内存在结构和构造上的差异。这种差异表现为地壳和上地幔的分层、层边界形态、层内速度和波速比结构、高低速体的分布、壳幔边界结构、层厚度、地壳厚度、地壳平均速度等的不同，例如，准噶尔块体、天山块体和塔里木块体、华北平原块体、太行山块体和鄂尔多斯块体，它们的内部结构和构造存在着显著的差异。其次，中国大陆的块体结构又有级次的差别，一级块体内部又可细分为不同级次的亚块体。一级块体之间的差异表现为整个地壳乃至岩石圈结构的不同，次级块体之间的差异则表现为壳内结构上的差别，一般而言，某一级块体内的次级块体之间的地壳和上地幔的基本结构类似，差别表现在脆性的中上地壳。例如，华北平原块体本身就是一个多隆多拗、多凸多凹的多重构造组合而成的。第三，块体之间相互耦合的形式—边界类型也是复杂多样的。一方面，表现为深浅边界的不一致，形成复杂的深浅组合关系；另一方面，边界终止的深度也不相同，有的在地壳内，有的可延伸到上地幔。如塔里木地块和南天山块体之间的接触关系，在地壳上部呈现出推覆叠瓦状的构造图像，而塔里木地块的下地壳和上地幔则下插于南天山块体的地壳之下，与此相对比，华北平原内部的块体边界在地表可见平行排列的正断层或走滑断层组合，在深度截面上表现为铲状，并收敛于上地壳底部。

本文根据中国地震局地球物理勘探中心几十年来深地震测深的结果和数据，通过对地震记录截面的震相、波纹、波形特征等的再分析，已有地壳上地幔结构和构造结果的深入研究，给出中国大陆主要活动地块地壳上地幔的分层结构、层内速度结构、界面形态、莫霍面性质、地壳平均速度、地壳厚度、高低速体的分布等参数；识别并给出不同块体的边界类型；研究不同级次块体划分的深部结构和构造标准；从深部结构和构造的角度对组成中国大陆的块体进行划分；研究这种块体划分和“活动地决”之间的关系，丰富和深化对“活动地块”概念的认识。

本文重点研究了西北和华北地区，对比了各主要块体内部的人工地震折射和宽角反射记录截面，比较基本震相的走时、走时曲线的形状、波组组成和个数、三重震相的形状和位置、波形形状及延续长度、聚焦和焦散等记录特征的差别，以及地壳上地幔分层、层内结构、界面形态、莫霍面性质、地壳平均速度、地壳厚度等的差别，划分出的主要块体有华北平原块体、太行山块体、山西断陷块体、鄂尔多斯块体、阿拉善块体、准噶尔块体、天山块体、塔里木块体、阿尔金块体、柴达木块体、昆仑块体、祁连块体等。利用跨块体地震记录截面不同波组的运动学和动力学特征，如同一波组的错断、聚焦和焦散等现象，相互接触块体结构和构造差异，给出几种典型的主要块体的边界类型。

本研究由国家重点基础研究专项经费资助G1998040702。

华北地区 8 级大震的深部构造特征及地震成因研究

张 先 刘 敏 赵 丽

(中国地震局地球物理勘探中心，郑州、450002)

华北地区是我国东部地震较为活跃的一个地区，有文献记载且经研究确认的 8 级地震有 4 次，即 1303 年山西洪洞 8 级地震，距今已有 700 年，这是我国最早有文献记载的 8 级地震。其次是 1556 年陕西华县 8 级地震。还有 1668 年山东郯城 8.5 级地震及 1679 年河北三河一平谷 8 级地震。这些强震的发生给人民的生命财产均造成了惨重的损失。

纵观华北地区 8 级大震无不与超壳断裂有着密切的联系，山西洪洞 8 级地震发生于山西断陷带南部一临汾盆地的北端。山西断陷带是新生代以来形成的一系列北北东向断陷盆地，以晋南临汾地区开裂最甚，沿霍山断裂带形成一裂谷型地堑。航磁异常显示临汾地区为 NE 向正异常带，宽 70km，长达 300 多 km，异常幅度高达 350nT，内部又由若干次级异常组成。磁异常水平梯度变化大，尺度相对较小，推测可能是沿着裂谷型断裂岩浆上涌形成的、隐伏于基底下面的基性、越基性岩体的反映。山西洪洞 8 级地震就发生在超壳断裂上部次级构造的边缘。

陕西华县 8 级地震发生于鄂尔多斯块体南缘渭河断陷的南界断裂一华山山前断裂上。这一断裂是华北南缘断裂的一部分。华北南缘断裂是在 1000～1200Ma 期间扬子板块由南向北俯冲，在秦岭一大别山一带形成方向大致近 EW 向的古缝合线，因此华北南缘断裂是一条超壳断裂。山东郯城 8.5 级地震发生于郯庐断裂带的中段，据研究郯庐断裂是我国东部延伸最长的断裂，长达 2000km 以上，沿断裂带有许多基性、超基性的深源岩浆岩侵人，说明它切割很深，亦是一条超壳断裂。

河北三河一平谷的 8 级地震发生于燕山隆起带南侧的冀中断陷区北部的夏垫断裂上。而夏垫断裂只是燕山构造带南缘断裂一个分支，我们在该区进行的人工地震测深工作表明：夏垫断裂是一条切穿莫霍界面的深大断裂。

笔者采用带通滤波方法对华北地区航磁异常中深浅磁性层异常进行分离，然后以基底磁性界面和深层磁性界面及居里界面深度为边界条件，进一步进行视磁化强度反演。反演出华北地区深浅部磁性层的视磁化强度填图，它反映了花岗层和玄武层内不同磁性构造和结构在平面上的投影。结果表明，华北地区地壳磁性分上下二层，内部均由形态各异，大小不一的磁性构造块体拼合镶嵌而成。上部磁性层内构造块体水平尺度小，磁性梯度变化大，下部磁性层内构造块体水平尺度大，而磁性梯度变化小，上下层之间为一磁性差异的间断面。华北地区 4 次 8 级大震和唐山、邢台等强震，均发生强磁性构造块体边缘。笔者推测，地壳中强磁性构造块体的岩石一般结晶程度较好，内部铁磁性或亚铁磁性矿物的含量相对富集，在力学性质方面往往可能成为地壳中的“硬性块体”，是板内区域构造应力场中应力易于集中的场所。所以华北地区 8 级大震均发生在地壳中强度较大的“硬性块体”的边缘。这是华北地区 8 级大震的共同特征之二。除此之外，我们在震区开展深部地球物理探测中还发现低速体所反映的壳内多层次滑脱构造，对地震的孕育和发生是不可缺少的重要因素。

综上所述，笔者认为，大陆是由若干原始陆核垂向和横向增生形成了早期陆块，以后不同陆块间会聚、拼合等，长期演化变迁而形成了大陆板块，所以板内构造是由一些次一级、再次一级的构造块体组成的。全球性大板块漂浮在上地幔软流层上不断进行着缓慢运动。板内大大小小的构造块体也在不同程度地进行着缓慢运动，它们的运动一方面靠区域构造应力的作用，另一方面板内多层次滑脱构造为这些构造块体的活动提供了载体，而深部流体的存在又为多层次滑脱构造的生成及地震能量的积累提供了条件。所谓断裂往往是板内不同构造块体切割围限的边界，所谓断裂的活动往往是不同构造块体间的相对运动，板内地震乃是板内构造块体相互运动过程中碰撞、摩擦、应力积累、岩石破裂、能量释放的结果。

华北地区布格重力异常的多尺度分解结果及解释

方盛明　张先康　杨卓欣　邱淑燕

（中国地震局地球物理勘探中心，郑州，450002）

利用重力方法研究华北地区的地壳结构已开展了不少工作，但尚没有系统地从岩石密度的角度给出岩石介质的密度异常体纵、横向分布的规模及其特征。由于布格重力异常是地面下地质异常体的重力异常总效应，它既体现了地下地质体的纵向密度差异，也体现了地壳介质的横向非均匀性。对于不同地区，由于岩石类型和区域构造的不同，其岩石密度也不相同，如何从布格重力异常中有效地分离出反映地壳纵横向不同尺度地质体产生的异常场，进而研究地壳结构、介质特性及其在地壳构造运动中产生的诸多地质问题，一直是人们努力追寻的目标。传统的不同窗口滑动平均法、解析延拓等很难有效地进行场分离，傅里叶分析方法为信号分析、电学、地球物理等诸多学科提供了科学的分析和强有力的工具，但人们在应用中发现，它只能获得函数 f 的整体频谱，不能获得信号的局部特性；1986 年以来，小波理论与变换方法迅速发展，应用多尺度原理，小波变换能将信号分解成交织在一起的多种尺度成分，并采用相应粗细的空间域取样步长，获得研究对象的不同细节，从而达到场分离的目的，因而本项工作采用了小波变换的场分离技术。

考虑到大华北地区的区域地质构造特点，为便于比较，选取研究区范围为 32°～42°N、110°～42°E，涉及 10°×10°区域，对该区布格重力异常采用小波变换多尺度分解的场分离技术进行分解，可以分解出埋藏较浅和尺度较小的密度异常体和埋藏较深的大尺度密度异常体产生的相对异常场，从而获得该区纵、横向不同尺度地壳介质密度异常体的非均匀性分布特征，进而研究它们在地质构造运动过程中的作用和影响。

一阶小波变换异常细节显示出等值线圈闭总体范围较小，但圈闭大小不等，为小尺度重力异常，数值变化在 $-25\sim0\times10^{-5}\mathrm{m/s^2}$ 内，主要反映了地表附近低密度介质的分布状态，同时山西裂谷系中自北而南的延怀、大同、忻定、太原、临汾和华北中部的冀中坳陷、黄骅坳陷、济阳坳陷等大的断陷盆地都有清晰显示；二阶变换异常细节等值线圈闭变大，数值变化在 $-12\sim+12\times10^{-5}\mathrm{m/s^2}$ 内，主要反映了地壳浅层岩石不均匀性，在一、二阶变换异常细节中，一方面体现了地表附近低密度介质的分布和地壳浅层岩石不均匀性以外，应该说也包含有重力的观测误差和在进行布格校正过程中的相关影响；三阶变换异常细节异常值在 $-14\sim+14\times10^{-5}\mathrm{m/s^2}$ 内变化，正负等值线圈闭区进一步变大，形态也有较大变化，这实际上反映了中等尺度岩石密度的不均匀性特征；四阶变换异常细节展现出一幅更清晰的分布图像，异常值在 $-14\sim+16\times10^{-5}\mathrm{m/s^2}$ 内变化，这种分布特点反映了地壳中部岩石介质的分布特性；四阶逼近则主要反映了 Moho 界面的分布情况。

华北地区东临渤海，北部是近东西向的燕山、阴山褶皱带，西部跨过北东和北北东走向的太行隆起、山西裂谷系与鄂尔多斯相接，南部是秦岭大别造山带，中部为中国大陆内部的一个大型近代裂谷盆地，也是中国大陆最古老的大陆地壳。中生代以来，该区遭受强烈构造运动，形成现今的区域地质构造的基本格局，分析 1－4 阶小波变换细节，在水平方向反映出不同块体岩石密度的分块特性，在纵向上体现了该区地壳形成演化特性，同时较好地反映了该区浅部断裂和深大断裂的基本特性，对比该区多条人工地震获得的速度结构结果，在相应部位也有较好地对应关系，详细分析上述结果具有深刻的地质内涵。

分析该区 7 级以上强震发现，该区强震震源大多位于 10～25 公里的中、上地壳内，震中横向成带，多与断块边界活动构造有关，且几乎都发生在高密度块体的边缘附近，山西裂谷系震源深度相对较浅，华北裂谷盆地相对要深一些。这在一定程度上反映了该区地壳介质不同尺度的密度结构体与地震活动有着一定的内在联系。

本研究由国家自然科学基金（49774230）资助。

华北裂陷盆地地壳块体内部结构及动力学过程

嘉世旭　张先康　方盛明

（中国地震局地球物理勘探中心，郑州，450003）

华北平原是一个在古老稳定大陆块体上发育起来的中新生代板内裂陷盆地，盆地以鲁西隆起南缘（约北纬35°）为界，南部为北西西走向的淮河盆地，华北北部盆地则主要为北东向构造裂陷盆地。北部盆地区域内巨厚的新生代沉积拗陷以及穿插于其间的地垒式盆地隆起形成了截然不同的地质构造块体。DSS震相分析得到，华北裂陷盆地隆起区一般呈均匀成层的弱反射及“透明的下地壳”和拗陷区一般呈复杂的、多波组干涉现象及“反射的下地壳”两类截然不同的块体地壳结构特征。

计算结果得到：沉积厚度拗陷区与隆起区相差4～6km，隆起区结晶基底界面完整，横向均匀；拗陷区基底界面不清，显示为一强速度梯度过渡。上地壳埋深在盆地隆起区一般约25km，层间速度均匀且逐层递增；冀中拗陷区上地壳埋深仅20km，并在壳内不同的层位出现低速层构造。盆地下地壳厚约8～10km，隆起区略厚，为均匀层和一正速度梯度层构成，平均速度较高约6.6～6.9km/s，Moho界面为一简单的速度界面；裂陷区下地壳结构复杂，厚约8km并出现速度逆转的低速度(6.2km/s)层构造，壳幔过渡带由厚约4km、由高、低速度相间的薄互迭层构成。隆起区、裂陷区Moho界面埋深和地壳平均速度约33～35km、29～30km，6.10～6.20km/s、5.60～5.80km/s，反映了中、新生代以来华北古大陆东部拉张裂陷盆地形成的差异构造。

近代反射地震学研究认为：对于伸展地壳，由于高热幔源铁镁质岩浆的侵入诱发产生了近水平分层的壳幔过渡带和下地壳物质的塑性剪切流动，变质矿物的定向排列分层使介质的反射性得到极大地增强。这个解释的含义是强反射的下地壳和Moho过渡带常常是大陆地壳中最活跃的部分，最年青的层。与之对应的是透明下地壳，一般是原始地壳下地壳变冷而且几乎没有经历过塑性变形。众多的学者对华北裂陷盆块的形成和演化进行过研究，特别是板块构造学说的发展使之有了新的认识。中生带以来，由于库拉板块的俯冲、消亡和太平洋板块的俯冲作用，引起次生地幔上涌流，大陆岩石圈在上涌地幔流的作用下拉张变薄，使华北裂谷系自中生代以来得以发展，新生代早期强烈的裂谷发育、裂陷，到晚第三纪和第四纪的全面下沉，逐渐发展为大型沉降盆地。

基于上述论点和DSS结果进一步分析：华北裂谷系发展初期把古大陆裂解成若干个次级块体，持续地上地幔物质上涌、底浸，Moho上隆，地壳沿各次级块体边缘断裂伸展拉张，高热的幔源铁镁质岩浆在下地壳以及中部地壳的侵入并使壳内介质增温、塑性变形改造，上部地壳同时张裂破碎下陷、接受沉积。华北裂陷盆地冀中、黄骅、济阳、临清、东明拗陷等不同的裂陷规模显示了华北裂谷系发展过程中各次级块体伸展量的差异。各拗陷块体内低速、松散、巨厚的表层沉积，壳内不同程度的低速、低速夹层，特别是下地壳顶部抬升，介质速度逆转、高低速相间的薄互层壳幔过渡带等都较好地反映了华北裂陷盆地的形成、地壳伸展的动力机制是自下而上发展进行的。如果构造活动区域强烈反射的下地壳被认为是大陆地壳中最年青的层、是新生的块体，那么穿插在这些区域之间的稳定块体（沧县、埕宁、内黄、鲁西等隆起）所显示的较薄的中新生代沉积、均匀成层、速度一般随深度逐渐增加的壳内构造以及几乎是透明的下地壳则反映了华北古大陆地壳结构特征的遗留，华北裂陷盆地所发生地震以及矿产资源的运集和保存都与上述构造环境密切相关。

本研究受国家重点基础研究专项经费的资助。(G1998040702)

玛沁—兰州—靖边剖面壳幔过渡带复杂性的研究

赖晓玲　李松林　张先康

（中国地震局地球物理勘探中心，郑州，450002）

在地震测深资料处理中，利用地震波运动特征（地震波的走时）来研究地下结构和构造的方法，已经发展得较多并已逐渐成熟和趋于完善了，但是为了尽可能多角度、多方位地描述地下的结构、构造、物性以及构造形成及演化机制。我们还需要利用地震波的动力学特征（地震波波形）来进行这方面的工作。对莫霍界面性质的描述是地震测深资料处理中最主要的任务之一。已有许多方法用于计算莫霍界面的埋深和变化，但是许多迹象表明莫霍界面在许多地区不是一个简单的反射界面，而是一个复杂的过渡带或多个薄层组成的迭层，因此有必要对它的性质进行更精细的描述。R. F. mereu (1990) 提出了利用复杂性系数来补充对莫霍界面性质的进一步描述，并把它用于加拿大的折射/宽角反射资料，计算了研究区各个构造单元的莫霍界面反射波的复杂性系数值。本文对这种方法进行了改进，给出了新的复杂性系数计算方法，并把它用于玛沁—兰州—靖边地震测深剖面莫霍界面复杂性的研究。

方法原理：常规的地震测深记录是能量、相位、频率等多种成份混合的波形记录，地震记录的瞬对特征分析是将常规的地震记录转换为瞬时振幅、瞬时相位、瞬时频率的三种成份。

我们利用波的瞬时特征信息，建立了新的复杂性系数关系式：$C_x=NT$

式中 C_x 为波组的复杂性系数；N 为波组的波包络个数；T 为波组的总时间长度。

实际资料处理：将上述方法用于中国地震局地球物理勘探中心 1999 年 7 月实施的玛沁—兰州—靖边地震测深剖面。该剖面位置为北东向，剖面的西南段进入青藏高原东北部，中段通过祁连山、六盘山与贺兰山脉的交汇区，北段进入鄂尔多斯地块的毛乌素沙漠的南缘，从西到东剖面穿过的地质构造单元为巴颜喀槽地褶带；秦祁褶皱系；陵中盆地、海原盆地、鄂尔多斯盆地，并通过海原 1920 年 8.5 级大震区。

该剖面全长约 1000 公里，共取得 9 炮资料，挑选穿过各个不同构造单元的 PmP 波形资料，计算出各个记录的复杂性系数值。从记录中，可以看出沿剖面从东到西莫霍界面的复杂性系数存在两个明显的变化特征，第一个变化为从鄂尔多斯盆地到海原盆地的海原地震震中的下方，莫霍界面复杂性系数从东到西明显增大。第二个变化为从陵中盆地到巴颜喀槽地与秦祁褶皱系边界的玛沁断裂带路近，莫霍界面复杂性系数同样是从东到西明显增大。从各个构造单元来看，在鄂尔多斯盆地 PmP 波形简单，其复杂性系数较小，大约为 0.7～0.8，在海源盆地波的复杂性系数大于鄂尔多斯盆地，并且在海源地震震中的下方，PmP 波形非常复杂，其复杂性系数也很大，其值大约为 3.6—7.5，从陵中盆地到秦祁褶子皱系再到巴颜喀槽地褶带莫霍界面的复杂性系数是往西逐渐增大，在玛沁断裂带附近 PmP 波形复杂，其复杂性系数值也很大，大约为 4.3～8.1。

研究结果分析：在海原地震和玛沁断裂所对应的壳幔过渡带存在较复杂的结构，它们可能是多个高、低速相间的迭层或是有相当厚度的速度梯度过渡带形式，而鄂尔多斯盆地的壳幔过渡带为简单的一级间断反射界面。对穿过各个构造单元的 PmP 波形做了频谱分析，在玛沁断裂和海原地震的下方，频谱的优势频率范围明显较其它位置宽并且出现多峰值。玛沁断裂和海原 8.5 级大震所对应的壳幔过渡带这两个复杂性系数极大的局部区域，反映了两个区域的壳幔构造与其周围存在较大的差异。它们是青藏高原造山和鄂尔多斯地块构造变形的相互作用在壳幔间的重要位置。该剖面壳幔过渡带复杂性系数分布图形揭示了该区主要深部动力作用的特征。

小波多分辨分析在壳幔过渡带非均匀尺度研究中的应用

赖晓玲　张先康　李松林　方盛明

（中国地震局地球物理勘探中心，郑州，450002）

在地震观测记录中，由于不同的波组来自不同的界面、并且能量也不同，因此各波组到达接收点的时间和强度是不同的，同时由于介质的吸收效应造成地震子波在传播过程中不断扩张，高频成分逐渐衰减，不同深度的波组所含的频率成份也是不同的。因此，地震信号是具有时变谱特性的非平稳信号。地震资料分析中常规的方法是基于傅氏理论的，它的不足之处在于，它仅仅适用于平稳信号的分析。

小波分析是一种能同时在时间（或空间）和频率域内进行局部化信号分析的方法，主要优点在于它在时域（空域）和频率域都有良好的局部化性质，而且由于对高频成份采用逐渐精细的时域（空域）取样步长，从而可以更加突出信号的细节，为地震信号分折处理提供了有效的途径。近年来，小波分析成为信号处理中的研究热点，不仅在理论上取得了许多突破性的进展，而且在语言信号处理、图像分析，数据压缩等许多领域得到了广泛的应用，同样在瞬时信号、测井、重力、大地电磁和地震资料分析方面，小波分析也显示了它的应用价值。

人工地震测深宽角反射/折射（DSS）资料是研究盆地、造山带地壳和上地幔速度结构和构造的主要手段之一，DSS 资料中壳幔过渡带的复杂波形往往与活动地块的结合带、强震区、深大断裂等构造密切相关。我们利用小波多分辨功能，提出了针对壳幔过渡带复杂波形的“变尺度震相分析方法”，并将它与复杂壳幔过渡带的非均匀尺度研究相联系。对于难以准确说清楚的复杂壳幔过渡带的分层问题，采用由远到近可粗可细的分层手段，这种“动态”的震相分析方法对壳幔过渡带复杂结构的描述更符合实际壳幔过渡带模型。编写了相应的计算程序并处理了中国地震局物探中心 1999 年实施的玛沁—兰州—靖边 DSS 剖面资料。

玛沁—兰州—靖边地震测深剖面西起青海达日县（东经：98°42′0.2″，北纬：33°38′0.7″），止于陕西靖边县（东经：108°32′20.8″，北纬：37°28′41.9″），全长 1000km，方位为北东向 62.2°。该剖面从西到东穿过的地质构造单元为巴颜喀槽地褶带、秦祁褶皱系、陵中盆地、海原盆地、鄂尔多斯盆地。剖面经过的断裂从西到东有玛沁断裂、秦岭地轴北缘断裂以及由西华山—六盘山，香山北麓—李旺堡，青铜峡—固原三条断裂组成的大断裂带，在该大断裂带上曾发生过 1920 年的海原 8.5 级强震。

沿剖面共有 9 个炮，由于穿过了不同的构造单元，从记录上可以看出 Pm 波形差异较大，我们利用复杂性系数法得到了沿剖面 Pm 波形的复杂性分布并对各炮做了频谱分析，认为海原地震区和玛沁断裂所对应的 Moho 是陆—陆碰撞的重要位置，与此相关的 Pm 记录是同心、达日两炮，从记录上它们都显示出非常复杂的波形，因此对这两炮资料进行了变尺度震相分析并利用理论地震图进行了震相拟合。

同心、达日两炮资料处理结果分析：在海原地震的下方，壳幔过渡带厚度约 20km，它大约由五个高低速相间的层组成其中三个层在整炮记录上可以连续清晰的追踪，并且与理论地震图有很好的拟合。玛沁断裂所对应的壳幔过渡带可分辨的结构由两个较薄的层组成。在原始记录中海原地震区和玛沁断裂所对应的 Pm 波形都是非常复杂的情况，壳幔过渡带细结构的差异是难以分清的，变尺度震相分析后两者在细结构上的差异可以分清了。这种分层和厚度的不同表明了鄂尔多斯地块和祁连地块的结合带，巴颜喀拉地块和柴达木地块的结合带由于陆—陆碰撞的时期和相互作用的方式不同，因此在现今可分辨的壳幔过渡带结构非均匀尺度上存在明显差异。

二维速度结构的地震走时反演算法
与长白山火山地区地震宽角反射和折射数据反演

王夫运 张先康 杨卓欣

（中国地震局地球物理勘探中心，郑州，450002）

二维速度结构宽角地震反射和折射走时数据的正演拟合，尤其对多炮数据，既使对有经验的解释者也非常耗时和困难。此外，正演模拟不能提供模型参数不确定性和分辨的定量信息，也不能保证数据拟合是某一特定范数下的极小。本文将介绍一种同时获得二维速度和界面结构的地震走时反演方法，该方法由模型参数化、射线追踪、阻尼最小二乘反演组成。模型参数化如下：模型被分为若干层，每一层由大小可变的四边形或三角形块体构成。描述每一层的模型参数的数目和位置是灵活的，可以完全根据数据对地下的分辨情况而设置。射线追踪算法是由有效的射线追踪方程数值解法和射线发射角自动确定方案组成。平滑层边界模拟技术的应用可以减小和分块参数化有关的不稳定性。反演第一步是解析计算走时关于模型参数偏导数；阻尼最小二乘反演用于确定反演参数的扰动值。我们把该方法用于反演长白山火山地震剖面（L1）的地壳上地幔二维速度结构和构造，对火山系统进行了初步解释，并将其结果和正演拟合的结果进行比较。实际应用表明反演算法是高效的、实用的。

基本结果：①地壳上地幔分层。该区地壳和上地幔共有 6 层组成。Pg、Pl、P2、P3、Pm 和 Pn 震相分别揭示了地壳内分层的边界。地壳总厚度在 34～40 公里之间。②界面形态。穿过整个剖面和反射震相对应的界面 Cl、C2、C3、和莫霍面的形态基本相似。大于 150 公里桩号界面基本平坦；在 110～150 公里桩号之间，除 C3 界面外，其它三界面均上隆；在桩号 40～100 公里的长白山天池火山区之下，四个反射界面急剧下凹，莫霍面下陷幅度最大。③层内速度结构。地表附近横向和纵向速度变化都较大；在长白山火山区之下存在一显著呈倒三角形的低速体，和此处下凹的界面一起形成了一个地壳的根；大于 150 公里桩号的速度截面显示出较小的层间速度梯度，属“正常”地壳结构。④火山系统。长白山火山区下方的低 P 波速度分布揭示了火山系统的形态，较低的速度值表明该区火山固体物质是壳源的，地壳的根显示出上地幔热流体上涌的通道。

张先康等（1999 年）对同样的地震走时数据进行射线追踪试错正演模拟获得了 Ll 剖面的二维速度结构模型。该模型在最上部的几公里范围内有较大的速度变化，可达 0.5 秒$^{-1}$，基底埋深约 8.0 公里，速度范围在 6.0～6.18 公里/秒。在我们的模型中，基底埋深约 7.0 公里，速度范围在 6.1～6.15 公里/秒。在长白山火山区之下，两个模型都揭示出一个上部范围大下部小的壳内低速体，差别在于低速体的形状不同。另一差别是四个内界面的埋深存在系统的偏差，我们的模型偏深 1～2 公里。两个模型揭示的长白山区的地壳结构和构造特征基本一致。两个模型存在的差别可能有以下两个原因造成：（1）模型参数化的方法不同。SEIS83 算法应用了较密的速度网格和内界面采样，而我们的方法采用了相对稀疏的样点；（2）在我们的模型中结晶基底较浅，导致其下的四个内界面偏深。

本研究由中国地震局“九五”重点项目“中国若干近代活动火山的监测与研究（95—ll—02）”资助。

长白火山区基底结构研究

段永红　张先康　杨卓新

（中国地震局地球物理勘探中心，450002）

长白火山区位于中朝地台的东北角，胶辽台隆的北端，北与吉黑褶皱系，西与松辽坳陷相接，恰巧在两类大地构造单元的接触部分。长白火山区以天池为中心，周围的大小数十个火山堆体和火山坑构成一个庞大的火山群。具体控制长白天池火山的断裂是白山—朝鲜金策的火山断裂带。为了得到该区的地壳上地幔速度结构，对天池火山口下是否存在岩浆囊及其岩浆系统作出较为准确的判断。1998年中国地震局物探中心在长白山区以天池火山口为中心，布设了四条深地震测深剖面和一个三维台阵的观测系统。在长白火山区布设的四条剖面中，L1剖面和L2剖面为主剖面，对火山区的研究起控制作用。L3、L4剖面为辅助剖面。三维透射台阵的研究目的是对天池火山口下的岩浆囊和岩浆系统进行三维成像。本文就是利用这个观测系统得到的Pg波资料，用有限差分层析像方法分别得到了长白火山区的四条剖面和台阵的结晶基底速度结构并进行探讨。

从四条剖面所反映的结晶基底结构来看，地表速度上有一显著特点那就是研究区北部地表速度约为3.3km/s，而南部的地表速度在3.6km/s以上，这反映究区北部为中生代陆相沉积岩为主，而南部以中新生代火山岩为主的地质构造特点。L2剖面的地表速度变化不大，主要反映了研究南部的地层特点。

长白山火山区的结晶深度变化不大，大部分地区在2.0～3.0km之间，最深处位于天池火山口下约为4.0km，在火山口附近形成一个大的低速凹陷区，这是由于天池火山口堆积了大量的火山碎屑物质所造成。结晶基底最浅处位于松江以北至万宝附近约为1.5km。从记录可看出除了有断层穿过剖面的部分外，其余部分成层性较好，结晶基底保持在2～3km之间。

从图上可看到在研究区南部有许多断裂穿过了剖面，在四条剖面的速度结构图上，这些断层都在相应的位置上。表现为基底深度出现突变，速度横向变化剧烈的特征，例如在图2中，桩号115～160km之间速度横向出现较大变化，基底深度从2.5km变为1.5km左右，并且在桩号130km附近基底深度又有从浅到深再到浅的过程，在过了160km之后，基底深度稳定在2.0km左右。而桩号115～160km这一范围正好是富尔河—红旗河断裂⑧和鸭绿江断裂穿过剖面的位置。再如在L2剖面上，在桩号200～250km范围内，结晶基底深度从2.5km变至1.5km，横向速度也出现复杂变化。这一范围与鸭绿江断裂③和长白—甑峰山断裂②穿过L2剖面的位置完全一致。因此在基底的速度结构横向大的变化和基底深度的突变都是由于断层的存在而引起。因此我们可以把速度横向剧烈变化和基底深度突变看作是断层存在的标志。

如图a和图b分别是从反演得到的三维速度模型中截取的Z=−2.0km和Z=−4.0km平面的速度结构，从总体看，跟长白火山区一样，结晶基底深度变化也不大。最大深度约为4.0km，位于台阵中二道白河—池西之间及天池火山口下。最浅处为1.0km左右，位于台阵的左下解和最北边。其余部分的基底深度为2.5km左右。地表速度一般均在3.6km/s以上，反映了该地区地表覆盖了多次喷发的玄武岩质这一特点，在二道白河与池西之间有一低速条带，与地质构造图上的地堑的位置基本一致。但图a和图b相比这一地堑由上往下有变小的趋势。天池火口下有一小的低速体存在，这与图2所示的天池火山口下的速度特征一致。其结晶基底深度约为4.0km。

从以上讨论可以得到以下结论

(1) 白火山区沉积盖层很薄，地表速度在研究区北部与南部有所差别，说明了地表层的沉积物质有所不同特点。

(2) 长白火山区结晶基底深度总体变化不大，大部分地区在2.0～3.0km之间，最深处位于二道白河—池西之间和天池火山口下，结果基底深度约为4.0km，这两个部分均是低速区。但其形成原因不同，二道白河—池西是地质构造山的坳陷区，而天池火山口下则是由火山喷发物所填充所致。

(3) 度横向变剧烈和基底深度突变的地区均与断层穿过的位置相对应，因此速度横向变化剧烈和基底深度突变可作为断层存在的一种标志。

本研究由“中国若干近代活动火山的监测与研究（95—11—02）”资助。

伽师强震群区上地壳三维速度层析成像

杨卓欣 赵金仁 张先康 张成科 成双喜 段玉玲 张建狮 王帅军

（中国地震局地球物理勘探中心，郑州，450002）

利用布设在新疆伽师强震群区 50×60km² 范围内三维人工地震透射台阵观测网记录到的，由围绕台阵并位于莫霍临界反射距离上的 8 个炮点激发产生的莫霍界面反射P、S 波走时，采用模型不分块反演技术，重建台阵下方上地壳三维 P、S 波速度扰动图像以及 V_P/V_S 扰动分布图像。所得结果在不同的深度上反映了伽师强震群区下方上地壳明显的异常结构特征。在 4km 深度的 P 波慢度扰动切面图上可以清楚地看到，明显的低速异常块体分布在台阵中心下方，大致以萨如锡农场为核心，在它的北东和西南有较明显的高速异常分布，另一处低速分布在八盘水磨的东南。随着深度的增加，台阵北部的高速异常向台阵中心侵入，以萨如锡为中心的低速异常分布向周围漫延与八盘水磨东南的低速分布连通，从而形成了两个交汇于台阵中心的北西向和北东向低速条带。当深度进一步加深，由于高速异常继续向南侵入，在 10km 深度，两个相交叉的低速条带被断开后向台阵东西两侧迁移，其中展布于台阵西侧的北北西向低速条带尤为显著。到 12km 深度，台阵中心已明显呈现出一个东西短，南北长，走向北北西的块状高速异常，而它西侧的北北西向低速条带在南端向东与位于台阵东南角的低速分布连通，进而形成了低速条带环绕高速块体的分布格局。14km 至 18km 深度的切片上仍清晰地展示了这种分布特征。分析 P 波成像结果后，我们得到如下认识：台阵中心下方 4km、6km 深度表现为明显的块状低速异常分布，这可能与盆地内较厚的松散沉积有关。随着深度的加深，由于高速介质由北向南逐渐侵入，导致台阵中心在浅部的块状低速分布向周围扩散推移，自 12km 深度开始，形成了一个主体走向北北西的高低速过渡区域。地震的孕育发生需要一定规模的震源体积，又需要与周围介质的力学差异性。高速介质的抗剪强度大于周围介质，易于应力的积累；速度急剧变化的梯度带是地壳介质特性不均匀的场所，也是应力易于集中的场所，因此，地震的能量释放多在这些地区。将发生在台阵范围内 5.0 级以上的地震投影在 16km 深度的成像图上，发现它们基本上位于高速体内或相邻低速带向高速体过渡的区域，这在一定程度上说明伽师震区下方深部可能隐伏着北北西向的发震构造，北北西向速度变化带的存在是导致伽师强震群发生的直接原因。S 波图像所显示的速度分布变化特点与 P 波大体相同。但随着深度加深，台阵中心位置上显现的高速异常块体不如 P 波的扰动幅值大，而且，块状整体性不如 P 波完整，在 14km 深度以下有低速分布残留的迹象。S 波在这个深度范围呈现低速则可能暗示着介质自这个深度开始发生破碎或有裂隙的发育。在获得 P 波和 S 波慢度扰动结果的基础之上，我们同时可以得到 V_P/V_S 的扰动分布图像。在 4km 深度，自台阵中心区域向北西和北东方向延伸着 V_P/V_S 的低值区，周围为 V_P/V_S 高值分布。到 8km 深度，有 V_P/V_S 高值分布向台阵中心侵入，随着深度加深，在台阵中心逐渐形成了高 V_P/V_S 块状分布。由 P 波和 S 波结果，我们很容易看出，12km 深度以下明显出现在台阵中心下方的 V_P/V_S 高值分布是由于高 P 波速度和低 S 波速度造成的，这表明介质的刚性强度相对不高。从 16km 深度的切片上所显示的地震震中分布状况看到，5.0 级以上的地震大多分布在 V_P/V_S 的高值区。伽师强震群发生在南天山、塔里木盆地和西昆仑一帕米尔三个构造系统的交接区，由于帕米尔高原的强烈推覆，地壳界面变形剧烈，C 界面和 M 界面的局部上隆为强震群的发生提供了“深部动力”；而震群下方震源体岩石刚性强度相对不高的特征又决定了震群的发生表现为一系列 6 级左右的地震短时间连续释放，而没有很大强度地震发生这样的特点。

本研究由“九五”国家科技攻关项目（96－913－07－02－01）资助。

伽师强震群地震构造分析

郭 飙 刘启元 陈九辉

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

1997 年在新疆伽师地区连续发生了 7 个 6 级以上的强烈地震。伽师强震群发生在帕米尔高原东北侧的塔里木盆地西北缘，位于几个构造单元的交汇部位。这一地区是我国大陆板块动力作用最强烈的地区之一，也是未来强震发生的主要危险区之一，对这一特殊强震群的构造分析可帮助了解陆内强震发生的机理及成因。

1998 年我们在伽师强震群区内布设了由 30 台宽频带地震仪组成的流动台阵，经过半年多的观测共记录到 1400 多个近震。在这期间发生了两次六级以上的地震（①1998－08－02 12：40 ml＝6.0 ②1998－08－27 17：03 ml＝6.2）。对地震序列的精确定位可以获取序列的活动图象和震源区发震构造的信息。本文利用台阵的优势，应用单地震定位法（SEL）和联合震中定位法（JHD）对这两次大地震及其余震序列进行了精确定位，并结合震源机制解和接收函数方法反演的三维速度结构，全面阐述了伽师强震群地震构造及其活动特征。

地震精确定位要求真实的地壳模型及良好的台站分布。事实上，真实的地壳模型很难获得，实际计算过程一般采用简化的水平层状模型。本文应用单地震定位（SEL）初定震中，联合震中定位（JHD）的方法重新定位，同时确定震中位置和台站校正值。单地震定位（SEL）对于每个地震单独定位，是经典常用的地震定位方法。这种方法对模型的依赖性大，在速度结构横向变化大的地区，把真实复杂的模型简化为均匀水平层状模型会引入不可预测的人为误差。联合震中定位的主要思想是：定位过程中应用的初始模型与真实模型的差别主要有三个方面：①震源附近的差异②台站附近的差异③在地震到台站的射线上的差异。单个地震无法区别这三个方面的差异，而在一地震簇情况下，对于每一地震/台站对，震源附近的差异基本相同可以忽略不计。另外两个因素加在一起看作台站校正值。对于伽师地区平面布设的台阵来说，台站分布均匀，平均震中距小于 50km，模型的相对影响较小，且小震中距的记录对深度敏感，因而提高了深度定位的精度。地震定位的精度还取决与输入数据的精度，高质量到时对于地震定位非常重要。我们主要是研究这两个主震及其余震，主震—余震序列的震中位置分布在狭小的范围内，其破裂性质和传播路径相似，根据波形的相似性，可以拾取高精度的 P 或 S 的到时。拾取到时的精度优于 0.2s。定位过程中初始模型选用刘启元等于 1998 接收函数反演方法获得了伽师强震区的上地幔速度结构的平均结果，并简化为水平层状模型。本研究取得的主要结论有：

（1）联合震中定位方法（JHD）能有效的消除模型的影响，比单地震定位方法（SEL）有更高的精度，应用 JHD 重新定位后与单地震定位法（SEL）对比，这两个地震序列平均向东位移 3km，深度平均变深 5km。在水平方向上更为收敛，在深度上则变化范围扩大。

（2）精确的重新定位的结果表明，主震是向东南发展的，主—余序列是沿北北东方向平行排列，破裂面近于垂直，与震源机制解相和地下构造相吻合。

（3）这两个地震序列不具有相关性，是独立滑动破裂面上发生的。伽师震群可能是有着样的一系列的破裂面组成的，并无大型预存断裂，由于塔里木向天山挤压过程中在碰撞面上应力差异，碰撞面不规则，各部分运动速度不同，产生一系列这样的破裂面。

（4）从 1997 年以来地震分布来看，伽师震群有向东南发展的趋势，这可能与塔里木与天山接触面的形状和应力分布有关。

本课题由国家自然科学基金（49834005），科技部和地震科学联合基金联合资助。

帕米尔东北侧地壳物性结构及其发展环境探讨

刘 志 张先康 周雪松 赵金仁

（中国地震局地球物理勘探中心，郑州，450002）

帕米尔东北侧，是天山造山带、西昆仑褶皱系和塔里木块体三个构造单元的交接带。该地区是中国大陆受印度板块动力作用最强烈的地区之一。其独特的构造环境和在地球动力学上的特殊地位一直倍受地学界关注。尤其是1997年伽师强震群所反映的地壳块体运动特征和该地区独特的孕震和发震构造环境更被地震学家所关注。中国地震局地球物理勘探中心1998年在这一地区完成了塔什库尔干—伽师—阿合奇（JA1）剖面和麦盖提—阿图什—托云（JA2）两条地震测深剖面。本文利用上述剖面的S波资料结合P波速度结构计算结果，着重计算了波速比（V_P/V_S）分布剖面。由于波速比仅仅取决于介质的弹性参数，波速比值的大小与介质在应力作用下发生断裂和破碎密切相关，因此波速比是了解深部地球介质属性的重要信息，对认识震源区构造环境和地震孕发过程无疑具有重要意义。

从北东向JA1剖面计算结果看出：塔里木盆地近地表的波速比为1.76～1.80，这与盆地比较松散的沉积盖层有关。G界面以上介质波速比为1.71～1.73。在柯坪断裂、托特拱拜孜断裂等浅层断裂附近为1.76，波速比的升高应与断裂形成的岩石破碎带相关。从G到C_1层位开始，介质横向不均匀愈加强烈，在该层内，以推测深断裂为界，昆仑一侧波速比为1.72；天山一侧波速比为1.75，明显高于昆仑一测；塔里木块体波速比普遍为1.70～1.72，表现了“坚硬”的物性特征。在中地壳（C_1～C），仍以推测断层为界，在昆仑一侧地壳波速比为1.73～1.76；在天山一侧波速比为1.74～1.76；而塔里木块体的波速比基本在1.73，仍保持着“坚硬”的介质特征。下地壳昆仑和天山下波速比均为1.76～1.80，塔里木块体的波速比为1.76～1.78。下地壳波速比的增大意味着温度上升、部分熔融增如岩石脆性逐渐丧失。

北西向JA2剖面波速比分布计算结果给出了一个清晰、稳定的层状分布图。普遍偏低的波速比值，充分说明塔里木块体稳定、“坚硬”的介质特征。

通过计算分析得到以下结论：

(1) 由地震波结构变化推测的地壳深断裂，可以作为划分塔里木块体与昆仑和天山褶皱带的深部物性边界。塔里木较高的平均P波波速和低的平均地壳波速比，反映了稳定、“坚硬”的介质特征。塔里木两侧较低的平均P波波速和较高的地壳平均波速比，表现出“软的”或低剪切模量的介质性质。既反映了昆仑和天山造山运动使地壳增厚造成岩石挤压破碎，局部熔融等物性变化特征，也是塔里木块体分别插入昆仑和天山下的岩石力学基础。

(2) 天山和昆仑下地壳波速比的差异是影响震源深度分布的重要因素。在上地壳尤其是G—Cl界面之间，天山和昆仑下的波速比分别为1.76和1.72差别明显。天山褶皱带地震震源集中分布于上地壳与该区地壳波速比较高，介质剪切模量较小密切相关。

(3) 伽师强震群发生在塔里木块体和天山褶皱带在中上地壳的岩性构造边界附近。由于来源于印度板块的强烈推挤作用，使塔里木和天山之间产生复杂的动力学过程。在这个过程中塔里木和天山之间的物性界面形态是影响其动力学过程的一个重要因素。研究表明，塔里木和天山之间下地壳物性界面形态较为均匀，呈现了明显的插入趋势。在中上地壳（伽师附近），岩石处于物性交界带加之其接触面的复杂形态，加剧了挤压变形和应力积聚过程。此外，在伽师附近中上地壳的两个层位中都存在波速比较高的介质软弱部位，形成了能量释放的有效通道，这就造成了伽师强震群发生的有利的物性结构环境。同时，发震部位波速比较高剪切模量较小是地震应力降偏低的主要原因。

本研究由国家重点基础研究专项经费资助（G1998040702）

青藏高原西北缘岩石圈相向俯冲碰撞的深地震反射证据

高 锐 李秋生 李朋武 管 烨 卢德源

（中国地质科学院地质所岩石圈研究中心，北京，100037）

近年来，青藏高原北部的地壳上地幔结构情况已引起国际地学界的广泛重视。其原因是，大陆的碰撞行为可能不仅发生在青藏高原的南部，高原北部的大陆地块（塔里木—阿拉善地块）不仅是阻挡着印度大陆向北的碰撞，而且，可能正在向高原下俯冲挤入，发生碰撞。但其规模及内幕尚不十分了解，显然，调查高原北部碰撞边界的深部结构，对于了解碰撞引起的陆内变形之深部过程，有着特殊的意义。

西昆仑山位于青藏高原的西北边缘，向北面对塔里木盆地，是探测和揭示青藏高原北部的陆—陆碰撞过程的理想地区。于 1998 年夏季，横过盆山结合部位实施了深地震反射剖面、深地震宽角反射与折射剖面和宽频地震观测等深部地球物理调查。反射剖面为爆破震源 15 次共中心点（CMP）叠加剖面。使用法国产 SN 388 型 600 道 24 位数字地震仪，道间距 50m，记录长度 30s。小炮 48～72kg，炮间距 500m；每隔 5km 放 200kg 大炮。野外数据采集时，使用 Micro Max 对采集的数据实行现场监控，有效地保证了数据采集工作的质量。使用 Pro Max 系统进行数据处理，特别加强了其中的仿阵列滤波和振幅处理方法技术，有效的在时间剖面上突出了岩石圈结构格架。

初步处理的深地震反射时间剖面剖面南段在 8～18s 之间，发现 6～7 组北倾、可连续追踪、由浅至深倾角逐渐变小的中—强反射地震相，反映出西昆仑下地壳由南向北倾斜的结构特征，倾角约 27°。与深地震反射剖面位置重合进行的宽频地震研究，也得到类似的结果，佐证了反射剖面的发现，并表明北倾的反射向下可延伸到 180km。反射剖面北段 6～16s 出现 3～4 组陡角度（约 30°）南倾的反射波，描绘出塔里木岩石圈向西昆仑山下俯冲的反射结构图象。反射剖面 18～19s 左右出现一套密集多相位、可断续追踪的中等反射强度似层状地震相、北段略有抬升的反射波组，表现出莫霍面在西昆仑北带以平的反射，塔里木南缘以南倾的反射为主要的反射特征。19～30s 之间发育多套大角度北倾和少量南倾反射波组，同时穿插出现多套中等强度似层状地震相，反映出地幔盖层内部西昆仑与塔里木岩石圈相碰撞的地震反射特征。

深地震宽角反射与折射剖面探测得到的地壳速度模型也支持刚性的塔里木岩石圈向西昆仑山下插入。

西昆仑山下向北倾斜与塔里木盆地南缘下向南倾斜的多组强反射，构成了塔里木岩石圈与青藏高原西北缘岩石圈在西昆仑山下相向碰撞的地震证据。在青藏高原岩石圈下部未经发现过，是出人预料的。对比双向挤压模式及邻区发现印度大陆俯冲到藏南之下的深地震反射剖面和解释雅鲁藏布江缝合带下特提斯洋壳俯冲残余体的地震研究，可认为西昆仑山下北倾的反射是大陆岩石圈俯冲作用形成的。一个大陆岩石圈正沿此逆冲断裂向北俯冲。尽管我们尚不能确定这一大陆岩石圈是来自印度板块的，还是原亚洲板块的一部分。

用接收函数研究青藏高原的岩石层结构

吴庆举[1]　赵文津[2]　田小波[1]　张乃玲[1]

(1 中国地震局地球物理研究所，北京，100081；2 中国地质科学院地质研究所，北京，100031)

青藏高原是全球面积最大、平均海拔最高的高原，印度板块与欧亚板块的碰撞，造成了高原的隆升，而且这种碰撞过程至今仍在持续，使得青藏高原成为研究陆陆碰撞过程及高原隆升机制等一系列大陆动力学基本问题的全球独一无二的天然实验室。青藏高原复杂恶劣的自然环境限制了地质与地球物理工作的广泛开展，关于欧亚板块与印度板块的碰撞过程及造成高原隆升的机制，虽然目前有不下10种模式，如俯冲模式，地壳增厚缩短模式等等，但迄今为止尚无一种模式能够令人信服地解释所有观察到的地质与地球物理现象，现有的模式需要不断发展与完善。

揭开青藏高原的隆升之迷，需要进行大量的地质和地球物理探测工作，特别是高分辨率的地壳上地幔深部构造信息。20世纪90年代，以中美合作为代表的青藏高原岩石层结构探测及地球动力学研究，进入以宽频带数字地震学研究为主的时代，并得出了一大批有意义的研究成果，如MHT的反射图像，藏北地壳内部的低速层，班公—怒江缝合带附近Moho界面的错断现象等等，现有观测结果表明俯冲岩石圈的地幔“拆沉”作用可能是陆陆碰撞的一个重要过程。

作为INDEPTH的延续，INDEPTH－Ⅲ在德庆—龙尾错之间长约400km的南北向剖面上，布置了40多个宽频带地震仪，间距在5～10km间，从1998年6月到1999年6月，进行了为期一年的天然地震观测，获取了大量近震、地方震和远震记录。高密度的天然地震台阵观测，为研究青藏高原的岩石层结构提供了空间高分辨率的天然地震资料，提高了岩石层深部构造探测的横向和纵向分辨率，为大陆动力学研究提供了高分辨的深部构造信息。

接收函数是将三分量远震记录的水平分量旋转到径向和切向方向，然后用垂直分量对径向和切向分量作反褶积后所得到的时间序列，含大量台站下方速度界面产生的P—S转换波，由于消除了震源时间函数及传播路径的影响，接收函数仅与台站下方地壳上地幔速度结构有关，具较高的垂向分辨率，是地壳上地幔速度结构研究的重要手段。

随着地震密集台阵观测技术的出现和广泛应用，石油地震勘探数据处理的偏移叠加技术，正应用于接收函数的高分辨成像，以直观地反映岩石层结构的空间分布。

本文利用INDEPTH－Ⅲ宽频带远震体波波形资料，用时间域的最大熵谱反褶积算法，得到了所选用的每个远震、每个台站的接收函数，并基于射线偏移叠加方法，对所有接收函数进行偏移叠加，重建了INDEPTH宽频带数字地震台站下方的岩石层的深部构造图像。

根据接收函数的偏移叠加剖面，初步发现，位于32°N附近的班公—怒江缝合带，将青藏高原分成性质迥异的两个区域，班公－怒江缝合带以南Moho界面明显北倾，且Moho界面具有很强的转换波能量，表明藏南地区Moho界面上下S波速度差较大，壳幔物性差异显著；而在班公—怒江缝合带以北地区，Moho界面明显抬升，且Moho界面转换波能量较弱，表明藏北地区Moho界面上下S波速度差明显小于藏南地区，壳幔物性差异不大。此外，在班公—怒江缝合带附近，Moho界面存在明显的错断，支持了以前大孔径宽频带天然地震观测结果。

本项目得到国家自然科学基金的资助，批准号：49974021。

分离远震接收函数的多道最大或然性反褶积方法

刘启元 陈九辉

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

自从 1979 年 Langston 提出从远震体波中分离接收函数的方法，随着实际应用成果的积累，人们已越来越认识到远震体波接收函数方法在大陆动力学研究中重要作用。与此同时，国内外有关远震体波接收函数方法研究也日益受到更加广泛的关注。近年来发展的动向之一是，为了研究上地幔间断面的结构及形态，地震勘探中广泛采用的多道地震偏移技术已被引入接收函数中 PS 转换波信号的追踪识别。由于来自上地幔间断面的 PS 转换波非常微弱，其振幅较相应的壳幔界面的 PS 转换波几乎小一个数量级。由远震 P 波波形数据得到的接收函数除非具有很高的信噪比，或经过多道数据的对比追踪和偏移迭加处理，否则将是难以识别的。

事实上，迄今为止已经发表的远震体波接收函数分离方法均基于单个台站的信号处理方法。接收函数的估计是在等效震源假定下得到的。等效震源假定的实质是把时间域中接收函数的垂直分量近似看作 δ 函数。对于包含短周期信号的宽频带观测数据，这一假定仅限于在地壳结构比较光滑的情况下才能使用。等效震源假定的失效通常表现为接收函数的信噪比大大下降。这个问题无法用通常的信号处理技术解决，除非把观测频带限制在更低的频率范围内。解决上述问题的唯一出路在于避开等效震源假定，尽可能有效的估计接收函数的垂直分量，即从远震体波波形数据中分离三分量接收函数。

Shamway 和 Der（1985）曾经提出线性回归模型的多道数据的最大或然性反褶积方法。刘启元和 Kind（1992）曾利用最大或然性反褶积原理给出了由单个台站记录的三分量远震体波波形数据估计远震接收函数的复谱比方法。本文将讨论把上述方法扩展到由多个台站组成的台阵观测的情况，以便能避免等效震源假定，并进一步估计三分量接收函数。这对于在复杂构造环境条件下获取高信噪比的接收函数估计无疑具有重要的实际意义。

考虑由地震台阵观测到的由大体上位于同一地点的 n 个远震组成的事件阵。理论和观测结果表明，时间域中的远震 P 波可以表示为震源时间函数，沿传播路径的介质响应及仪器脉冲响应的褶积。据此，在存在噪音的情况下，在频率域中的多道远震 P 波可以表示为一般的线性回归模型：

$$Y_{1k}(\omega)=X_k(\omega)R_l(\omega)+N_{1k}(\omega) \tag{1}$$

这里，$k=1, n$，$l=1, m$。(1) 式意味着相应于不同震源因子 X_k $(k=1, n)$ 的接收因子 R_l $(l=1, m)$ 可以看作是相同的，与不同观测分量的接收因子 R_l $(l=1, m)$ 相应的同一事件的震源因子 X_k $(k=l, n)$ 也可以看作是相同的。显然，(1) 式等号右边的所有因子都是未知的。

对于在形式上类似于 (1) 式的线性模型，Shamway 和 Der 给出了估计其未知因子的多道最大或然性反褶积（MMLD）算法。根据这个算法震源因子 X_k $(k=1, 2\cdots, n)$ 和接收因子 R_l $(l=1, 2, 3)$ 可分别由最小方差估计器和最大或然性估计器给出。它们之间的迭代将导致对震源因子的最小方差估计和对接收因子的条件最大或然性估计。理论上可以证明，这种迭代将总是提高接收因子估计的或然性。利用 MMLD 算法得到的解是不唯一的，除非对 (1) 式中的震源因子或者接收因子有较好的初始估计。实际上，如果台阵下方的地壳介质在横向上是不均匀的，则利用观测数据垂直分量的聚束方法则可以在相当的程度上给出震源因子的初始估计。

1999～2000 年中国地震局地质所跨越青藏高原东北缘布设了玛沁—瑜林的 900km 长的宽频带地震观测剖面。我们利用这条观测剖面记录的远震体波波形数据及本文给出的方法得到了相应的接收函数剖面。在我们的束聚处理中，采用了移动式子阵的方法，分别给出相应的震源因子估计。与基于单台数据的接收函数分离结果的比较证明，本文给出的方法对于复杂构造区的接收函数在信噪比方面有明显的提高。

本项研究由国家科技部国家重大基础研究项目（973）资助，批准号：95－13－02－02。

多道反褶积方法求取接收函数

田小波　吴庆举　曾融生

（中国地震局地球物理研究所，北京，100081）

远震P波波形含有关于震源时间函数、源区介质结构、地幔传播路径以及接收区介质结构的丰富信息，接收函数是将三分量远震P波波形记录的两个水平分量旋转成径向分量和切向分量，然后用垂直分量分别对它们作反褶积，得到径向和切向的时间序列，从而消除了震源和地幔传播路径对远震体波波形的影响，使得接收函数仅与台站下方的介质结构有关，而基本上与震源和传播路径无关。

从远震P波波形中提取接收函数最直接的方法是在频率中进行。由于实际地震资料是有限带宽的，且含有随机噪声，直接在频率域作除法运算往往不稳定，因此引入水准量来压制其中的近零点成分，使频率域除法运算趋于稳定。但是，由于引入水准量降低了接收函数的精度，此外频率域运算不仅对数据长度有严格要求，而且隐含着时窗之外数据为零或呈周期变化的不合理假设，数据长度和采样间隔限制了频率域反褶积的分辨率，数据长度和滤波因子长度灵活可变的时间域反褶积方法克服了频率域反褶积的固有缺点并可获得稳定且精确的接收函数。

常用的时间域反褶积为单道进行，即由一个台站所选每个远震求得相应的接收函数，然后将它们迭加平均，作为此台站下方的接收函数。由于每个远震方位、震中距及记录长度各有不同，因此由它们求得的接收函数会有所不同甚至相差很大。为了求得精度更高、运算更稳定、更能反映不同方位角、不同震中距的远震P波所携带的地下介质结构信息的接收函数，本文运用多道反褶积方法求取接收函数。其原理表示为：x_t 表示远震P波波形垂直分量的时间序列，y_t 表示远震P波波形水平分量的时间序列，f_t 表示接收函数的时间序列，误差定义为 $et=y_t-f_t*x_t$，以各道误差向量的 τ_2 模的和取极小作为滤波器的原则，就可得到所谓的Wiener滤波器。各道误差向量的 τ_2 模的和取极小得到：$RH=C$，其中：$R=(R_1, R_2, \cdots, R_K)^T$，$C=(C_1, C_2, \cdots, C_K)^T$，$R_i$ 是第i条远震P波波形垂直分量的自相关系数矩阵，C_i 是第i条远震P波波形垂直分量和水平分量的互相关系数矩阵。对Wiener滤波加以改造，以熵极大作为自相关函数和互相关的外推准则，可以得到最大熵谱反褶积：

M阶正向预测误差估计及M阶反向预测误差估计可分别表示成

$$e_M^f[n]=x_t[n]+\sum_{m=1}^{M}x_t[n-m]a_M[m] \qquad e_M^b[n-M]=x_t[n-M]+\sum_{m=1}^{M}x_t[n+m-M]a_M[m]$$

关于正向与反向预测误差的递推关系式为

$$e_M^f[n]=e_{M-1}^f[n]+K_{M-1}e_{M-1}^b[n-M] \qquad e_M^b[n-M]=e_{M-1}^b[n-M]+K_{M-1}e_{M-1}^f[n]$$

在给定的时窗范围内（$0<n<N$），对正向预测误差和反向预测误差的平方和求极小，也就是使熵达极大，于是可得到反射系数K：

$$K_{M-1}=\{\sum_L[-2\sum_{n=M}^{N}e_{M-1}^f[n]e_{M-1}^b[n-M]]\}/\{\sum_L[\sum_{n=M}^{N}[e_{M-1}^b[n-M]^2+e_{M-1}^f[n]^2]]\}$$

接收函数的递推关系式为

$$h_M=h_{M-1}[m]+K_{M-1}h_{M-1}[M-m]$$

在外推运算过程中，反射系数总是小于1，从而保证了最大熵谱反褶积的稳定性；窗外数据最不可预测性增强了接收函数对低频成分的分辨能力；反射系数接近1时，预测误差滤波器的频率间隔很小，大大提高了接收函数的频率分辨率。

理论与实际资料的计算表明，多道反褶积计算接收函数比单道迭加平均减轻了对远震资料的苛刻要求，更具稳定性和较高的精度及分辨率。多道反褶积已在提取青藏高原的接收函数中得到成功应用，获得了高精度、高分辨率的接收函数。

本项目得到了国家自然科学基金的资助，项目批准号49974021。

利用接收函数方法研究鲁西隆起及邻近地区的地壳及上地幔结构

艾印双 郑天愉 何玉梅

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101）

随着宽频带数字地震观测技术的发展，利用宽频带流动地震台阵研究地壳及上地幔结构已取得了许多重要进展。在《国家重点基础研究发展规划》资助项目中，横跨济阳凹陷、鲁西隆起及郯庐断裂带，沿高密—安丘—临朐—临淄—广饶—东营一线布设了 65 个天然地震流动观测台站。台站间距为 10km，其中 47 个台由进口仪器（为 PSAACAL 的标准定型产品，采用 Reftek 数据采集系统和 Guralp 的 CMG—3ESP 拾震器，频带范围 50Hz—30S）、18 个台由国产地震仪（30Hz—20S）组成。至 2001 年 5 月底，绝大多数台站已连续记录了六个月的天然地震资料，这为我们研究该地区的地壳及上地幔结构提供了极好的数据资料来源。

岩石圈的 S 波速度分布是揭示岩石层动力学演化过程的一个重要地震学参数，由台阵记录的远震 P 波波形数据包含大量台站下方地壳上地幔速度界面产生的 Ps 转换波及其多次反射波信息，而接收函数方法是研究台站下方地壳上地幔 S 波速度结构的有效方法。对于接收函数方法主要由接收函数的提取和接收函数的反演两部分组成。接收函数的提取实质上是一个反褶积的运算，本文中应用时间域的最大熵谱反褶积来提取接收函数，避免了频率域运算时的缺点。接收函数的反演采用广义线性反演方法。在对实际地层资料的三分量数据处理时，以直达 P 波前 20s 为起点，在长为 120s 的时窗内截取 P 波数据，将南北与东西两个方向的水平分量旋转到径向和切向两个方向，然后用垂直分量分别对径向和切向两个分量在时间域内作反褶积提取相应的接收函数，滤除 1HZ 以上的高频噪声信号后，对同一台站的接收函数进行同相叠加得到对应每一台站的平均接收函数，应用广义线性反演方法对平均接收函数进行反演，得到对应每一台站下的岩石层 S 波速度结构。

应用以上方法对每台进口仪器所记录的大约 30 个地震事件进行处理，得到每一台对应每一事件的接收函数，取最大反演深度为 130 公里，反演出对应每一台站下的 S 波速度结构。初步反演结果表明：研究区域的地壳厚度大致分布于 26～34km 之间，在部分台下的 10～20km 左右存在不连续低速层；东西向沿高密—安丘—临朐测线上，地壳厚度变化不是很明显，只是在郯庐断裂带附近有起伏，同样在郯庐断裂带附近，在 80～120km 之间存在速度低值异常区，反演出地壳所在位置的 S 波速度值在 3.9km/s 左右；在南北沿临朐—临淄—广饶—东营测线上，地壳厚度变化比较剧烈，由南至北地壳厚度明显减薄（由 34km 变为 26km 左右），反演出的 S 波速度结构也有较大的相对变化。

对于台站下来自于地壳和上地幔间断面的 Ps 震相、其相对于 P 波震相的到时差随着震中距的减小而增大，如对 660km 间断面，在震中距分别为 30°和 90°时这种差别可以达到 10s 左右，所以为了解所研究区域的上地幔间断面情况、必须将同一台站不同方位接收函数的径向分量进行时域偏移叠加，这非常类似于勘探地球物理中的动校正叠加处理，处理中采用地球的 PREM 模型来计算理论接收函数。对一条东西测线进行叠加得到其接收函数剖面，初步结果表明：地壳所反映的震相非常清晰；大致在郯庐断裂带附近，在地表与地壳之间存在一可连续追踪的间断面；在 15s 左右，存在一可连续追踪但有起伏的间断面；410km 间断面在叠加剖面中有清晰反映并与理论到时一致，而 660km 间断面反映不是很明显，理论到时应在 71s 左右，而实际叠加结果在 73s 左右有一间断存在，这可能说明 660km 间断在此区研究内有起伏变化，这有待于对后续数据回收处理后再加以判断。

此课题由《国家重点基础研究发展规划》项目《中国典型叠合盆地油气形成富集与分布预测》资助（G1999043301）。

中国东部海域地壳—上地幔横向非均匀速度结构的接收函数研究

陈九辉[1]　刘启元[1]　刘福田[2]

(1 中国地震局地质研究所，北京，100029；2 中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101)

中国大陆以东海域处于欧亚大陆板块、太平洋板块、菲律宾板块相互运动和相互作用的交汇区，对它的形成和发展及其内部的各种地质、地球物理作用的研究对全球地球动力学研究有着重要的理论意义，因而是全球板块构造研究中的一个重要区域。在包括中国渤海、黄海、东海以及朝鲜半岛、日本海—日本岛弧、冲绳海槽—琉球岛弧以及菲律宾海的广大地区已经有了不同角度的地震学研究，并获得了该区域的地壳上地幔速度结构模型。

宽频带远震体波接收函数反演方法是研究岩石圈速度结构的一种常用方法，已经在研究大陆岩石圈精细速度结构的工作中取得了成功。对单台多方位远震体波接收函数的进一步研究发现，远震体波接收函数同样可以用于研究台站下方的横向非均匀结构，并已经在实际工作中得到了应用。而对于大陆板块与大洋板块碰撞的俯冲带来说，研究其横向非均匀结构更有意义。本文将着重研究中国东部海域地壳上地幔精细速度结构及其横向非均匀特征，目的是进一步了解该地区各主要构造单元的划分依据及其地壳上地幔构造特征与陆洋碰撞和俯冲过程的关系。

研究中采用了中国数字地震台网（CDSN）在中国东部沿海的北京（BJT）、佘山（SSE）、牡丹江（MDJ）和位于太平洋西部的Pacific 21台网（原日本海神台网）的TJN，INU，TSK和ISG台，共7个台站的宽频带数字地震资料。其中TJN台位于韩国西海岸，INU和TSK台位于日本岛弧之上，ISG台位于台湾东部的琉球岛弧。Pacific21台网的4个台站利用了1996～1998年的主要远震数据，震中距为40°～70°。

我们首先利用接收函数的非线性反演方法得到了研究区内各个台站下方的地壳、上地幔速度结构。结果表明：在中国大陆，BJT和MDJ台的地壳厚度达到了40km，据Mooney等给出的全球地壳结构分类，BJT和MDJ的地壳类型是典型的大陆性地壳；而SSE和韩国西部的TJN台下方的地壳厚度只有30～32km，属于大陆架性地壳地区。TJN台地壳模型的另外一个特点是地壳内地震波速度很低，这与郑月军等利用瑞利面波方法得到的认识是一致的。位于岛弧地区的ISG、INU和TSK台下方地壳厚度约为25～30km，属于大陆板块到大洋板块的过渡性结构，在这几个台的接收函数反演结果中的较大抖动表明地壳、上地幔结构存在强烈横向非均匀性。

对TSK台的横向非均匀介质接收函数随震源方位角的变化规律分析显示：TSK台接收函数中有多个震相一致存在随震源方位角的大致对称分布，其对称轴方位角大约230°。这表明TSK台下方介质存在倾向为大约230°的倾斜构造。对INU台的同样研究显示INU台下方结构的主要倾斜方向为近正北方向。这两个台站下方倾斜界面的这种分布方式可能因为他们处于欧亚板块、太平洋板块和菲律宾板块的交接区。

采用陈九辉等提出的合成远震体波接收函数的Maslov方法，把TSK台接收函数非线性反演得到的地壳上地幔速度模型作简化处理后，根据横向非均匀介质接收函数分析得到的地下界面倾斜方向形成三维地球模型，用正演方法研究了TSK台横向非均匀介质接收函数。结果显示，TSK台下方Moho面以下约40～60km深度处存在一个倾向大约235°的倾斜低速层，此低速层的P波速度可能低至7km/s，同时其倾角可以大于20°。此低速层的成因与太平洋板块的俯冲有关。

本研究由国家高科技发展项目（8200104）提供资助。

台湾南部及其周边岛屿地壳变形的位错模型

何玉梅 姚振兴

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101）

台湾位于欧亚及菲律宾海两大板块交界处，由于板块的俯冲及碰撞作用，台湾地区地震活动频繁，地壳变动剧烈。在过去的十几年里，全球定位系统（GPS）已经成为研究地壳变形的最重要的大地动力学工具之一。为了研究台湾地区当今的地壳变形，台湾中央研究院地球物理研究所于 1989 年建立了‘台湾 GPS 测网’。精确的大地动力学数据为我们研究地壳形变和板块动力学之间的关系提供了很好的机会。本文的研究目的，是通过建立非震变形的位错模型来对这批数据进行解释，并期望能对台湾南部活动变形和地质构造之间关系的一般解释进行补充和修正。这种模型把地壳变形考虑为刚性的块体运动和由于摩擦所导致的上部地壳锁定（断层）影响的叠加。锁定部分的贡献相当于断层上的一个负的位错。对南部台湾及其周边岛屿，根据地质构造和地震观测，可以分为几个地质区。台东纵谷代表在台湾所见到的两个板块碰撞处的缝合线。其东边是海岸山脉地质区，西边可以分为中央山脉和西部麓山地质区。中央山脉地质区又可分为两个地质亚区：中央山脉东翼地质亚区和中央山脉西翼地质亚区。中央山脉东翼地质亚区是台湾最老的地质和构造单元，西部地质亚区可以再分为西部的雪山山脉带和东部的脊梁山脉带，两个山脉带以梨山断层相隔离。西部麓山带地质区由屈尺断层和潮州断层与中部山脉地质区相分隔，本地质区向西还有滨海平原和澎湖列岛两地质区，在地质上也可归并到本地质区内。根据以上所述，并考虑到本文所研究区域的尺度大致为 300km×200km，我们构筑了包括 6 个刚性块体和 19 个断层的简单模型。由于以澎湖为参考点，澎湖所在块体的速度设为 0。使用大地动力学资料和混合全局反演方法，我们得到了各个块体的运动速度以及位错模型的各项参数，包括断层上的位错滑动矢量、断层倾角和每个断层的宽度。为了讨论结果的可信度，我们还使用随机加权方法计算了反演结果的分辨率。最后得出的结果中，6 个刚性块体的速度、海岸山脉南北段断层等的参数均具有较高的可信度。反演结果表明，菲律宾海板块以 70mm/yr，方向为 317°的速度与欧亚板块会聚，这其中有大约一半的会聚率在台东纵谷消耗掉，而另外一半则主要消耗在西部麓山地质区与滨海平原地质区的交界处。菲律宾海板块和中央山脉地质区均向西北方向挤压，过了中央山脉后，块体运动呈扇形分布，与应力方向一致。在台东纵谷的四个断层中，南部被认为是吕宋岛弧的延伸，倾角为 45°，以左移的走滑断层为主，宽度较窄，为弱缩定，不太可能积聚较大的应力。中部的两个断层为有少量逆冲分量的走滑断层，宽度为 4km 和 2km，倾角均为 45°。这个地区历史上有很多逆冲型的地震发生。北部的断层则由菲律宾海板块向欧亚板块俯冲所控制，断层上的滑动量很大，断层宽度更达到了 17km，显示这个断层为强锁定，能集聚较大应力。地震记录也表明这里是地震频发地区。台湾中部的四个刚性块体，相互间的活动较弱。同时由于这个地区资料稀疏，相应对断层反演结果的约束也很差。西部麓山地质区与滨海平原地质区的交界处有一系列的断层。我们的反演结果表明，这些断层均以逆冲分量为主，由南向北倾角逐渐变小，如触口断层的倾角仅为 37°，断层宽度一般不超过 10km，均表现为强锁定，历史上的大地震也多发生在这个地区。

用GPS资料反演集集地震断层位错的分布

王卫民　高　星　姚振兴

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101）

台湾位于欧亚及菲律宾海板块交汇处，由于两大板块间碰撞与俯冲作用造成台湾地区地壳变形剧烈，地震活动极其频繁。1999年9月21日集集7.3级地震是20世纪台湾岛内发生的最大地震。本文利用由GPS观测资料获得的集集地震的同震位移数据，对集集地震断层的几何参数、断层面的滑动和挤压拉张分布进行了模拟和反演，探讨集集地震同震破裂的静力学性质和规律。

1. 高精度地表同震位移场数据

1989年台湾建立了覆盖全岛及临近主要岛屿的GPS测网，用于观测和研究区域构造运动和测量台湾及临近岛屿的相对运动速度。1995年后开始建立由GPS测量台站构成的区域大地测量控制网（TWD97），并与IGS互联，从而获得集集地震高精度地表同震位移数据（Yang, etc., 1999）。本文使用了观测误差较小的68个近场台站的资料。

2. 同震断层位错模型和反演计算

集集地震的地表破裂带长达105公里，主要沿车笼埔断层活动，可分为三段：近南北走向的古坑—丰原段、北北东走向的丰原—内湾段和近东西走向的内湾—双集段：古坑—丰原段南部主要以倾滑为主，北部存在较大的走滑分量，呈左移形态，显示为上盘向西北方向逆冲的斜滑断层，而南部接近纯粹的逆冲断层；丰原—内湾断层变形带宽达2km，主断层存在分叉，造成的地表位移变化很大，部分仅有倾滑分量，部分则存在明显的走滑分量；而内湾—双集段由一系列长度延伸不大、彼此平行、倾角很大的正断层组成，除倾滑外，具有明显的拉张和右移分量。我们综合地表破裂分布、区域构造特征及余震分布，构造了一个长75km，宽35km，垂向深度19km，断面东倾（北部南倾）、由浅至深倾角逐渐减小的铲状断层模型。正演问题使用Okada公式计算（1985），反演则运用张霖斌等（1999）发展的全局反演方法。采用观测资料与理论计算结果的残差绝对值作为目标函数，同时引入光滑和能量最小约束。获得了断层面上错动矢量的分布。

3. 结果与讨论

反演得到的断层面位错分布显示5个高位错区域，说明集集地震主震可划分为5个子震。位于南部的第一个高位错区与震中（N23.85, E120.82）位置（高星等，2001）基本吻合，深度约8.5km。可以推断该区为触发地震的初始应力释放区．破裂面由南向北发展，位错在丰原东部一带（深度约3km）达到最大。这一破裂过程与由宽频带地震波形反演得到的破裂过程可相互印证（Lee and Ma, 2000）。从反演得到的整个断层面的力学性质来看，沿车笼埔断层的古坑—丰原段为几乎只具有倾滑和走滑分量的左旋逆冲断层，北部丰原—内湾段则为兼具走滑、倾滑和很大挤压分量的逆断层，而近东西走向的内湾—双集段除表现为具有很大倾滑、走滑分量的右旋逆断层外，自西向东、由浅至深，由具很大挤压分量逐渐变为具较大的拉张分量。这一结果与地表破裂的野外地质调查结果相近，在双集一带可见具有明显拉张性质的破裂。似乎说明在内湾附近垂直于已知的车笼埔断层存在一个地块分界带：车笼埔断层南段及深部同震位错较小，与较大余震的分布呈负相关，说明该区域在主震时应力并没有完全释放。

再论川青块体向南东方向运动

韩渭宾 蒋国芳

（四川省地震局，成都，610041）

笔者（1980）曾撰文“松潘、平武地震和川青块体的运动”认为，由鲜水河断裂带、舒尔干—花石峡断裂带、岷江断裂带和龙门山断裂带围限的川青地壳块体向南东方向运动。

在过去的二十年里，一方面有一些新的工作进一步说明川青地壳块体的存在及向南东方向运动的合理性。另一方面也有一些作者认为此块体朝北东方向运动。为此，归纳这些新工作，再次论证川青块体边界及向南东方向运动的合理性不是没有意义的。

（1）四川省地震局、中国地震局地球所和美国拉蒙脱观象站合作，对1976年8月松潘、平武7.2级地震序列重新读图和定位，用WWSSN记录的远震波形与理论地震图拟合，求得震源机制，并发表论文“1976年松潘地震序列的震源机制与余震定位”（Jones and Han et al.，1984），指出，由余震图象的时空演变和震源机制可以清楚地看到，1976年8月松潘地震序列的三次主震的断裂面：两条左旋走滑断层和一条逆掩断层组成一个右阶左旋走滑运动模式。其主压应力为NW—SE方向。川青块体向南东方向运动恰好可能提供这样的力源。

龙门山断裂带近二十年的中小地震仍集中在中南段，向北沿岷江断裂带分布，这里也是水系的分水岭，高低山区的分界线，并有重力梯级带通过。1987年川藏地震烈度区划编图组收集各类资料，编制“四川综合地壳结构图”也显示了这里是地壳厚度急剧变化带。

（2）中国地震局8301工程：唐克—蒲江—阆中三角剖面人工地震探测表明，龙门山断裂带两侧地壳厚度与速度有明显变化（陈学波等，1988）：盆地一侧M面深40km，Vpn为8.2～8.6km/s，高原一侧M面深51～53km，Vpn为7.0～7.4km/s。地矿部562队的黑水—邵阳剖面和简阳—花石峡剖面关于龙门山断裂带切割莫霍面也得到类似的结论。

这些进一步说明龙门山断裂带和岷江断裂带具备作为地壳块体边界的条件。

（3）青海省地震局和中国地震局地壳应力所联合对东昆仑断裂带库赛湖以东约1000km地段进行了全面实地调查和综合研究，并于1999年出版专著《东昆仑活动断裂带》，指出，东昆仑断裂带由数条压扭性断裂带组成，总体走向北280°～300°西，总体倾向北东，倾角50°～80°，平面上呈线性或舒缓波状。沿带有一条重力梯级带，两侧地壳厚度相差7～10km。该断裂带多期活动明显，从中更新世开始，已进入左旋走滑运动为主的时期。该断裂带（自库赛湖以东）总体可分6段，其间有若干拉分盆地和推隆构造等。其东端的玛沁、玛曲断裂带就是笔者以前写的舒尔干—花石峡断裂带。该断裂带平均左旋走滑速率为5mm/a左右。

“玛沁—兰州—靖边地震剖面地壳速度结构初步研究”（李松林等，2001）给出的二维壳幔速度结构与构造图显示，玛沁断裂带两侧M面埋深变化约6～8km。

看来，该断裂带也有条件成为川青块体的一条边界。

（4）2000年川西、藏东深部地球物理剖面也发现鲜水河断裂带两侧反射波波形有明显不同。用天然地震资料作层析成象也显示鲜水河断裂带为低速区（王椿镛等，私人通信，2001）。在过去二十年里又有不少中外学者到鲜水河断裂带开展更详细深入的调查，都认为它是典型的左旋走滑断裂带，一般认为它的平均滑动速率为10～15mm/a。

这样，不仅再次说明上述断裂带围限的川青块体可能向南东方向运动，而且其滑动速率可能小于川滇地壳块体。

本研究由“大陆强震机理与预测研究”95130203子课题资助

19. 古地磁学基础研究与应用领域拓展

阿拉善和河西走廊东端古生代古地场磁结果及构造意义

黄宝春

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101）

中国大陆地处欧亚大陆的核心，由华北、扬子和塔里木三大主要地块及若干个小块体在不同地质时期对接、拼合而成。中同大陆主要块体的起源及其早期构造演化过程，不仅有助于探讨三大地块在晚前寒武纪罗迪尼业大陆中的构造位置、与古生代冈瓦纳大陆的构造关系、中国大陆的拼台与形成历史，而且也有助于对冈瓦纳古大陆构造演化过程的研究及古生代古地球磁场极性序列的建立。古生代中晚期，由于华北地块主体地壳普遍抬升而缺失沉积，古地磁数据的缺乏尤为突出，极大地限制了对这一时期中国大陆各主要块体的古地理格局、运动变迁特征，及与周边块体的构造关系等问题的探讨。本项研究重点报道笔者在国家自然科学基金资助下对地处华北地块西缘的阿拉善和河西走廊地体东端开展古生代古地磁研究所取得的新结果和新认识。

用河西走廊和阿拉善地体东缘中寒武世 15 个采点 107 块定向岩芯样品，进行岩石磁学实验和古地磁学研究，结果表明，所采样品以磁铁矿为主要载磁矿物，高温分量之一在 95%置信水平下通过了褶皱检验，其构造校正后的方向明显区别于华北地块及河西走廊和阿拉善地区志留纪以来的特征剩磁方向。这一组分对应的古地磁极位置与华北地块同时期的极位置相近，表明河西走廊和阿拉善地体与华北地块主体之间，在中寒武世之后未发生明显的纬向相对运动；但在中寒武世—奥陶纪期间，河西走廊和阿拉善地体相对于华北地块主体仍可能发生了 15°左右的逆时针旋转。这一旋转作用可能代表了河西走廊和阿拉善地体与华北地块主体的增生过程，最终在晚寒武世形成统一的华北地块。

河西走廊东缘早中奥陶世米钵山组和天景山组上 13 个采样点（114 块定向样品）的岩石磁学和系统退磁实验结果表明，从其中 74 块样品中分离出的高温特征分量通过了褶皱检验和倒转检验。其相应的早中奥陶世极位置与鄂尔多斯盆地周缘、河南焦作及山东和河北所得古地磁结果完全一致，表明河西走廊和阿拉善地体自早中奥陶世以来相对于华北地块主体未发生明显的相对运动。因此，在河西走廊及阿拉善地体上获得的早中奥陶世以来的古地磁结果可用于讨论整个华北地块的大地构造问题。

河西走廊东缘中宁、中卫地区志留—泥盆纪（23 个采样点，239 向岩芯标本）岩石磁学和古地磁学研究表明，高温分量为赤铁矿（红层和砂岩样品）和磁铁矿（灰岩样品）所携带，且通过了褶皱检验和倒转检验。其极位置与华北地块二叠纪以来的极位置有明显差异；同时，多条剖面之间古地磁结果的一致性表明其未受该地区复杂的逆冲、走滑断层的影响，因而可代表这一时期原地地体的古地磁极位置。

河西走廊东缘石炭纪地层的古地磁研究（19 个采样点，171 定向标本）表明，原生剩磁分量仅可从约三分之一的样品中分离出。中晚石炭世高温特征剩磁分量为反极性，而早石炭世高温特征剩磁分量以反极性占绝对优势，但在个别样品中也观测到了正极性。早石炭世和中晚石炭世高温特征分量均通过了褶皱检验。此剩磁分量对应的极位置与华北地块二叠纪以来的极位置有明显差异，说明其极有可能代表了华北地块早石炭世和中晚石炭世的极位置。

综合在河西走廊和阿拉善地体上获得的古生代古地磁新结果，结合有关古地磁、地质及古生物地理等资料，在探讨了河西走廊和阿拉善地体与华北地块主体的大地构造关系的基础上，进一步探讨了华北地块古生代构造演化和运动学模式及与周边地块的大地构造关系。

地球磁场强度测定与地球内部过程

朱日祥　潘永信　史瑞萍

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101）

地球磁场起源于地球外核流体的运动，它的变化蕴藏着丰富的地球内部动力学过程的信息。地质历史时期地球磁场强度变化特征无疑为最终建立地球动力学模型提供重要的约束条件。然而，由于地球磁场古强度测定所涉及的理论和实验比古方向测量要复杂得多，目前古强度数据仍十分匮乏，远远滞后于古方向研究，使得人们难以全面认识地质历史时期地球磁场的变化，进而阻碍了利用地球磁场探索地球内部的物理过程。近年来，我们从解决实验设备、技术和方法入手，针对样品加热过程中易氧化的难题，设计了样品在真空或氩气环境下热处理设备，从而提高了获取可靠古强度数据的成功率，使地质历史时期地球磁场古强度测定成为可能。根据火山岩的热磁性质、磁性颗粒的大小和磁组构特征，提出了适合于地球磁场古强度测定样品的选择标准，这对于获得可靠的地质历史时期地球磁场古强度数据是很有意义的。我国东部地区出露大量中生代以来火山岩，为进行地质历史时期古强度研究提供了良好条件。本文主要报道从辽西白垩纪火山岩中获得的地球磁场古强度测定结果，在此基础上讨论地球磁场变化与地球内部动力学过程的相关性。

利用K－Ar 年龄测定法确定了辽西义县组下部出露的玄武岩的时代相当于地磁极性年表的 M0（121.0－120.6Ma）。在详细岩石磁学和地磁场古方向测定的基础上，利用改进的 Thellier 方法对该时代的火山岩进行了地球磁场古强度测定，确定了与 M0 对应的地球磁场虚偶极矩为 $(3.66\pm0.10)\times10^{22}Am^2$，相当于现今值的 45%。

地球磁场的变化主要受控于极其复杂的外核富铁流体运动、核幔相互作用和下地幔结构的变化。近年来，基于地震学和高温高压矿物物理学研究的新成果，人们对于地球内部，特别是对核幔边界（CMB）物理和化学性质的认识取得了长足进展。下地幔下部结构对于地磁极性倒转以及倒转频率变化具有不容忽视的影响。下地幔底部 D″层可能影响地磁极性转换过程以及极性稳定期间地球磁场在地表的变化特征，D″层内温度场变化也会直接影响到地核对地幔的热传输量。尽管如此，认识地球深部过程的时间维变化仍是一个难题。地球磁场古强度变化是揭示过去地球内部过程的最主要途径。

根据我们的实验研究结果，并综合全球已有的数据，仍可看到显生宙以来似乎存在着中生代偶极子场低的特征（MDL）。在中生代相当长的时期地球磁场虚偶极矩（VDM）大约为现今地球磁场值的 25%～85%。三叠纪至早侏罗世只有两个数据，它们的平均值为 $(7.79\pm0.73)\times10^{22}Am^2$；从中侏罗世至白垩纪末地球磁场平均偶极矩为 $(3.94\pm0.07)\times10^{22}Am^2$；65～0.3 百万年以来地球磁场平均偶极矩为 $(5.64\pm0.34)\times10^{22}Am^2$，0.3 百万年以来地球磁场偶极矩平均约为 $(8\pm3.1)\times10^{22}Am^2$。也就是说，早中生代地球磁场强度与现今值基本一致，从 180—65 百万年之间，地球磁场强度约为现今值的 50%，65～0.3 百万年地球磁场强度约为现今值的 70%，这一结果表明中生代以来地球磁场强度的长周期变化与地磁极性倒转频率的变化呈负相关。这可能意味着核幔相互作用和外核流体运动处于低能态时，地球磁场的稳定性增强。这一时期最引人注目的白垩纪超静磁带的发生，可能表明核幔相互作用和外核流体运动处于能量最低的状态。

中生代全球构造发生了重大变化，研究中生代地球磁场强度的演化规律，将加深我们对这一时期地球内部物质运动状态及其与重大地质和天体事件、气候与生物演化相关性的认识。这无疑将是未来地球动力学研究的热点之一。

灵台剖面马兰黄土层地球磁场相对古强度记录研究

潘永信[1] 朱日祥[1] 刘青松[2] 郭 斌[1]

(1 中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101；2 美国明尼苏达大学岩石磁学实验室，MN55455)

地球磁场强度变化记录能够提供地球深部过程的重要信息。与火山岩点喷发记录不同，沉积序列往往能够记录地球磁场连续相对强度变化。相对古强度研究主要通过天然剩磁(NRM)的归一化，获得地球磁场相对强度变化。在过去的十多年中，地磁学和环境磁学工作者利用大洋钻探获得的良好材料，从深海沉积物中提取了大量的相对强度记录。特别是，Guyodo and Valet (1999) 在 Nature 杂志发表了过去 80 万年以来相对强度记录，极大地推动了此领域的研究。

中国黄土高原黄土—古土壤被认为是研究第四纪磁性地层和气候变化的最佳陆相沉积序列。以往的古地磁学研究表明，黄土—古土壤沉积物具有良好的古方向记录能力，可以记录高分辨率地磁极性转换过程和地球磁场长期变（如 Zhu 等 1994）。然而，古强度记录几乎是空白。选择黄土沉积物进行相对古强度研究，可以 (1) 探索风尘沉积物中相对古强度记录可能性；(2) 检验气候变化对相对强度记录的可能影响。

灵台剖面是黄土高原中部最好的研究剖面之一，该剖面由下部 175 米第三纪红粘土和上部 130 米第四纪黄土—古土壤沉积物组成，磁性地层结果表明，剖面底部年龄达 7Ma。本次研究选择末次冰期黄土沉积物 (L1) 为研究对象。相对强度研究的一个基本条件是要求沉积物中磁性矿物的成分、含量和粒度比较均一。等温剩磁 (IRM)、S 比和热磁分析表明，L1 中的携磁矿物主要为磁铁矿。低场磁化率 (κ)、饱和等温剩磁 (SIRM) 测量结果表明 L1 中磁铁矿含量变化很小 ($f<3$)。同时，磁滞参数比 Hcr/Hc (2.9～3.3)、Mr/Ms (0.17～0.2) 以及 ARM/κ 和 ARM/SIRM 比都显示出，磁铁矿为假单畴 (PSD) 颗粒，且粒度变化非常有限。因此，灵台剖面 L1 完全符合相对古强度研究的要求。

本次研究分别通过传统归一化方法和假 Thellier 方法两种途径，测定了 Ll 中地球磁场相对强度记录。在前一种方法中，根据古方向和黄土粘滞剩磁 (VRM) 研究结果，首先将样品 D 序列进行 300℃磁清洗，已消除 VRM 对强度结果的影响，获得 NRM_{300}。NRM_{300}分别被 κ、$IRM_{1.2}$和 ARM_{300}归一化后，得到一组相对强度结果。假 Thellier 方法是通过相同交变场强中样品 NRM 残留和 ARM 获得的关系确定相对强度记录。拟合直线的斜率 (—B) 代表相对强度记录。可以看出，不同方法得出的强度变化曲线一致。在 72～66ka 和 62～51ka 期间出现高值，而在 63ka，42ka 和 20～10ka 出现低值。

是否上述变化真正反映了地球磁场信息？磁化率各向异性 (AMS) 测量结果表明，L1 中 NRM 为原生剩磁，没有受到后期扰动等改造。在 95％置信水平上，归一化强度和对应的归一化参数之间不存在相关性。这说明相对长周期变化可能代表地球磁场变化。然而，我们注意到，归一化强度与 κ (气候指标) 在约 2ka 周期上具有相关性 (95％置信水平上)。对比灵台 L1 相对强度记录与海洋相对强度记录发现，在长周期上它们之间存在着一致性。进一步说明，L1 可能能够记录地球磁场强度变化。但是，在中、高频变化上，可比性差。在 20—10ka 期间出现的异常低值和归一化强度与气候替代指标 κ 的相关性，都至少说明环境变化对强度记录的影响并没有完全排除掉。可能与末次盛冰期发育和黄土高原的气候快速变化有关。

河北省地史时期沉积岩磁化率特征及古温度意义的初步探讨

郭友钊 李 磊

(中国地质科学院物化探所，廊坊，065000)

本文借助我国黄土磁化率与温度关系的研究成果（庞奖励，1999；吕厚远等人，1994），根据河北省沉积岩地层的磁化率数据，考虑沉积岩岩石的沉积环境，分所有沉积岩、碎屑岩与泥质岩、粉砂岩与泥质岩 3 种不同数据初步建立了自晚元古代以来河北地区的古视温度变化序列（下表）。总体上，晚元古代以来，温度的变化基本上分为 2 个阶段，中、新生代具有较高的视温度，而古生代、元古代具有较低的视温度。其中第四纪的视温度为 9℃，侏罗纪的为 12℃，其他时期的视温度在 5～7℃。3 组数据中，作者认为，利用所有沉积岩的磁化率计算的视温度的精度最差，因为其中可能夹杂具母岩性质的非沉积环境因素；利用泥质岩与粉砂岩的磁化率计算的视温度的精度可能相对要高些，因为这两种岩石的沉积与矿相变化主要受沉积环境的影响。

本文认为，通过沉积岩的标准地层或层型地层剖面的高密度采样与高精度磁化率测试，并根据现代沉积岩的沉积作用、成岩作用、成岩的风化作用等因素建立沉积岩的磁化率—古温度关系模型，这样可建立自晚元古代以来各地史时期高精度古温度变化序列。

河北省自元古代以来沉积岩的磁化率及可能的视温度表

序号	时 代	所有沉积岩				碎屑岩与泥质岩				粉砂岩与泥质岩			
		SA	MS	T_A	T_B	SA	MS	T_A	T_B	SA	MS	T_A	T_B
1	第四纪	202	84.14	9.0	9.4	202	84.12	9.0	9.4	202	84.12	9.0	9.4
2	第三纪	58	60.67	8.1	7.2	34	9.83	6.2	−0.4	32	11.21	6.2	−0.1
3	白垩纪	102	110.66	10.1	11.2	41	19.60	6.5	1.5	34	15.22	6.4	0.7
4	侏罗纪	682	458.14	23.6	7.8	100	133.99	11.0	12.3	71	165.14	12.2	13.3
5	三叠纪	99	14.19	6.3	0.5	95	10.59	6.2	−0.2	95	10.59	6.2	−0.2
6	二叠纪	54	26.98	6.8	2.7	54	26.98	6.8	2.7	54	26.98	6.8	2.7
7	石炭纪	59	4.59	5.9	−1.4	54	4.95	6.0	−1.3	54	4.95	6.0	−1.3
8	奥陶纪	82	1.08	5.8	−2.1								
9	寒武纪	75	3.45	5.9	−1.6	5	15.53	6.4	0.7	4	19.49	6.5	1.4
10	青白口纪	60	3.66	5.9	−1.6	11	17.33	6.4	1.1	11	17.33	6.4	1.1
11	蓟县纪	62	4.02	5.9	−1.5								
12	长城纪	204	3.84	5.9	−1.6	109	4.21	5.9	−1.5	76	3.09	5.9	−1.7
13	东焦期	47	12.76	6.3	0.2								

注：SA 为样品数，单位为件；MS 为磁化率，单位为 10^{-5}SI；视温度 T_A 据庞奖励（1999）、T_B 据吕厚远等人（1994），单位均为℃。

参考文献

[1] 庞奖励，晚更新世以来黄土高原地区古季风的时空演化，中国沙漠，1999，19 (1)。

[2] 吕厚远，韩家懋，吴乃琴等，中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义，中国科学（B 辑），1994，12 (12)。

菱铁矿的磁性研究与应用

周姚秀[1] 赵西西[2] 郑 重[3] 潘永信[4]

（1 北京地磁应用研究所，北京，100083；2 美国加州大学圣克鲁兹分校；
3 日本地球科学株式会社；4 中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101）

摘 要

菱铁矿的磁性研究与对菱铁矿热处理中磁性矿物变化研究已经历了20年，基本上搞清楚一系列磁性出现的条件与特征，特别是异常IRM现象的出现条件与形成机制有了新的突破。总的来说，菱铁矿热处理中的磁性变化是磁性矿物成分与结晶结构的转化所造成的。这种转化不仅与加热温度有关，且加热条件（如有氧或无氧、有磁场或无磁场等环境）以及恒温时间均有关。在不同条件下，菱铁矿可以转化成磁铁矿、磁赤铁矿或赤铁矿。在每种矿物转化过程，或两种矿物（如磁铁矿与磁赤铁矿）以某种形式共生时，都有可能出现特殊的磁现象。

在注重相关基础实验和理论研究的同时，逐步加强了应用基础及应用研究，并取得了可喜的成果。

（1）促进了古地磁工作中的岩石磁学研究：特别是对在还原环境中形成的岩石，如碳酸盐岩、部分泥岩与砂岩等，处于隔氧条件下的土壤，在作古地磁学或环境磁学研究时，一般应考虑到可能有菱铁矿或菱铁矿转化物的存在，有助于消除次生磁性成分的影响。

（2）利用在一定条件下热处理菱铁矿，既能排放出二氧化碳，又能生产磁赤铁矿。这两种物质都是农业中良好的肥料：气肥与磁肥。在工作过程中，曾及时研究了目前广泛使用的“中国磁化肥”，其主要原料是粉煤灰，研究中发现粉煤灰磁性矿物主要来源是煤层的夹层或顶底板中普遍存在的含菱铁矿砂岩，经高温燃烧后得到的。我们研制的磁肥克服了“中国磁化肥”的施用量大、磁性弱、久用会污染土壤等缺点。特别作为大棚作物的同时施用气肥与磁肥，一般能使农作物增产30%以上。

（3）作为制作高铁陶瓷的原料，以往所有陶瓷都是微铁或无铁矿物作原料。认为铁离子是污染物，我们与北京地大合作，经过反复配方（其原料中菱铁矿可占到33%）、烧结实验，终于初步制成了高强度的高铁磁性日用陶瓷，可用来制作保健陶瓷制品、花卉和作物载体等，目前正在继续研究高铁功能陶瓷。

（4）利用不同条件下加温产出的多孔磁铁矿、磁赤铁矿与赤铁矿，其气孔的孔径都低于100 nm，有可能成为分子筛及高吸附的材料，同时由于其空隙度很高，可占总重量的34%，且相当坚硬，故有可能成为良好的储氢材料，使氢气作为清洁高效能源成为可能；如果通过特殊途径将某些碳氢化合物灌入这些孔隙中，又用一定的方法将其碳与氢相分离，则碳分子排列在孔壁上形成纳米级碳管。也就是说，含有大量孔隙的磁铁矿、磁赤铁矿与赤铁矿有可能成为制作纳米碳管的“模具”，使大规模制作纳米碳管成为可能。这方面目前正在研究之中。

地磁场与恐龙灭绝

周姚秀[1] 潘永信[2]

(1 中国国土资源航空物探遥感中心，北京，100083；2 中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101)

摘　要

关于恐龙灭绝的原因，迄今为止已有100多种假说，其中最具影响、最流行的假说，是美国科学家阿尔瓦雷斯于1980年提出，约于六千五百万年前一小行星撞击地球、引起气候突变，恐龙因食物短缺而导致灭绝。我们通过地磁场古强度的研究，参照地磁场变化对生物进化的影响实验，提出白垩纪超静磁带低地球磁矩值可能是促使恐龙灭绝的主要原因之一。

1. 几个值得注意的现象

①恐龙最繁盛的是侏罗纪，同期地层中保存大量的恐龙骨骼化石，而恐龙蛋的化石不多见。②到了白垩纪，特别是晚白垩世，地层中恐龙蛋化石大量出现，而恐龙骨骼化石相对减少。③恐龙在天体撞击地球后虽大量减少，但仍有部分继续存活了几十万年，如我国广东南雄盆地第三纪地层中仍有恐龙蛋化石。④英国人曾对70个恐龙蛋化石进行分析研究，只发现其中一个有胚胎化石。

2. 生物在弱磁中躯体内部变化的初步实验显示

将小白鼠置于铁镍高导磁合金的屏蔽筒内（屏蔽地磁场，一般只有地磁场强度的百分之一），而对照小白鼠置于形状类似的铝筒内（地磁场可以穿透的）。具体做法是，将白鼠的第一代、在它们离开母体21天后分成两组，一组放回屏蔽筒，一组放到铝筒作对照。开始时，亲本族的雌鼠与同族中的雄鼠继续交配，都能频繁地怀孕、雌鼠都能生下体大健康的后代，而屏蔽筒内的从第二代开始就出现流产现象，到了第四代，基本上停止了生殖，并表现许多异乎寻常的特性。许多白鼠到第六个月就死去了。从一系列生物实验来看，地磁场强度的变化对生物进化过程有一定的影响。如基因漂移、微演化过程、染色体器官的变化等的整个遗传过程有影响，当然目前这方面的实验还仅仅是初步的。

3. 侏罗纪以来的地磁场强度变化特征

从古地磁极性倒转年表上可见，侏罗纪与白垩纪早期为混合极性期。而从119Ma～83Ma（早、晚白垩世间）为漫长的正极性期。而后又进入了混合极性期。从119Ma～83Ma正极性期所作的古地磁场强度结果来看，用多种方法互检确定，白垩纪超静磁带（119Ma～83Ma）的地球磁矩的平均值为$4\times10^{22}Am^2$，而为现今地球磁矩$8\times10^{22}Am^2$的一半。这种低磁矩状况一直延续到65Ma，而到60Ma左右地球磁矩曾增高到$13\times10^{22}Am^2$。

4. 几点认识

①恐龙从三叠纪已开始出现，到侏罗纪进入繁盛期。而从白垩纪，特别是中、晚白垩世开始衰退与快速死亡，直到老第三纪灭绝，是个漫长的过程。②这个过程中，正经历了白垩纪超静磁带低地球磁矩阶段，因地磁场强度的显著降低，有可能导致恐龙的遗传因素变异，性功能降低，特别是白垩纪正地磁极性结束时，一般地磁极性倒转期的地球磁矩只有正常时的五分之一，在这种更低磁场强度的条件下，促使恐龙等生物的快速普遍死亡的可能性增大。③外来天体碰撞地球所导致的粉尘、气候、环境变化，有可能加快了恐龙的死亡。但毕竟难以影响全球，只有象地磁场变化等因素，才能有全球性的影响。所以，地磁场强度的降低对恐龙灭绝可能起决定作用。④必须加强地磁场变化对生物演化影响的研究。因为从原生生物到人的整个演化过程与生存过程，地磁场都是无时不在、无处不在，这种过程与生物的变异息息相关。地磁场几乎影响到所有层次的变异过程：基因频率的变化、染色体的多态性和性别的重新组合等。至于影响程度与如何影响都值得深入研究。

本工作受国家自然科学基金重点项目（批准号：49834001）资助。

20. 地球电磁法及其应用

MT 三维数值模拟中辅助场的求解

陈小斌　汤　吉　赵国泽

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

MT 三维数值模拟在 20 世纪 70 年代就已经开始研究了，目前已成为 MT 研究领域的热点。随着计算机运行速度的迅速提高，三维正演问题已逐渐由理论研究转向实际资料的处理。目前大多采用有限差分法进行模拟。由于三维问题较之于二维问题要复杂得多，因此辅助场的求解也要比二维问题困难。在用有限差分实现了求解域的磁场计算以后，由于在分界面上电场的法向分量不连续，直接采用二维正演中差分代替微分的方法是难以获得符合要求的结果，因此一些优秀的三维数值模拟程序常常只做了磁场的计算，没有进一步计算辅助场，从而也没有求得实际应用中至关重要的视电阻率和相位曲线。本文采用有限元中插值基函数的技巧来尝试解决上述问题。这种方法的特点主要体现在：①在单元块中按麦克斯韦方程的推导对插值函数求导，从而避开了边界上电场法向分量的不连续问题；②可采用较高阶的插值基函数，并且是解析求导来获得辅助场，因此可望获得较高的精度。

1. 插值公式

（1）八点插值　长方体八点等参元所对应的形函数为：

$$N_1=\frac{1}{8}(1+\xi)(1-\eta)(1-\gamma)\quad N_2=\frac{1}{8}(1+\xi)(1+\eta)(1-\gamma)\quad N_3=\frac{1}{8}(1-\xi)(1+\eta)(1-\gamma)$$
$$N_4=\frac{1}{8}(1-\xi)(1-\eta)(1-\gamma)\quad N_5=\frac{1}{8}(1+\xi)(1-\eta)(1+\gamma)\quad N_6=\frac{1}{8}(1+\xi)(1+\eta)(1+\gamma)\tag{1}$$
$$N_7=\frac{1}{8}(1-\xi)(1+\eta)(1-\gamma)\quad N_8=\frac{1}{8}(1-\xi)(1-\eta)(1+\gamma)$$

其中：$\xi=\frac{2\ (x-x_0)}{Lx}\quad \eta=\frac{2\ (y-y_0)}{Ly}\quad \gamma=\frac{2\ (z-z_0)}{Lz}$　　(2)

而：$x_0=\frac{x_{i+1}+x_i}{2}\quad y_0=\frac{y_{i+1}+y_i}{2}\quad z_0=\frac{z_{i+1}+z_i}{2}$　　(3)

x，y，z 为全局坐标，(x_0，y_0，z_0）为长方体的中心坐标。

（2）12 点插值　以上采用一个长方体 8 点的三线性插值，在理论上是正确的。但求解精度不高，在高频时要求地表的网格过细，现采用 12 点插值，也就是在长方体的纵向中心再增加一个切片，相应的形函数如下：

$$N_1=-\frac{1}{8}(1+\xi)(1-\eta)(1-\gamma)\gamma\quad N_2=-\frac{1}{8}(1+\xi)(1+\eta)(1-\gamma)\gamma\quad N_3=-\frac{1}{8}(1-\xi)(1+\eta)(1-\gamma)\gamma$$
$$N_4=-\frac{1}{8}(1-\xi)(1-\eta)(1-\gamma)\gamma\quad N_5=\frac{1}{4}(1+\xi)(1-\eta)(1-\gamma^2)\quad N_6=\frac{1}{4}(1+\xi)(1+\eta)(1-\gamma^2)$$
$$N_7=\frac{1}{4}(1-\xi)(1+\eta)(1-\gamma^2)\quad N_8=\frac{1}{4}(1-\xi)(1-\eta)(1-\gamma^2)\quad N_9=\frac{1}{8}(1+\xi)(1-\eta)(1+\gamma)\gamma\tag{4}$$
$$N_{10}=\frac{1}{8}(1+\xi)(1+\eta)(1+\gamma)\gamma\quad N_{11}=\frac{1}{8}(1-\xi)(1+\eta)(1+\gamma)\gamma\quad N_{12}=\frac{1}{8}(1-\xi)(1-\eta)(1+\gamma)\gamma$$

式中各参数的意义与八点插值是完全相同。

2. 电场以及视电阻率的计算

假设各个节点上的磁场$\vec{H}$已求出，则在一个小的长方体中，磁场应满足：$\vec{H}=\sum_{i=1}^{8}N_i\vec{H}_i$　　(5)

由麦克斯韦方程（忽略位移电流）可得：$\vec{E}=\rho\sum_{i=1}^{8}\nabla N_i\times\vec{H}_i$　　(6)

由式（1）或式（4）计算出∇N_i，代入（6）式便可计算出电场，从而按相应的定义式可计算出各方向的视电阻率。

3. 算例验证和结果分析

首先用一维二维模型进行计算验证。模型的磁场值由一维二维正演程序计算出来并延拓到三维空间，再由以上方法求得三维电场值和视电阻率值。算例验证以上方法是正确的，而且有较高的精度。尤其是第二种插值方式，所计算的视电阻率的精度甚至超过了我们所用的二维正演程序。

然后设计三维模型进行三维正演计算，并对此三维模型视电阻率曲线的特征进行了简单定性的分析。关于三维模型视电阻率曲线的详细特征需要进一步的研究和总结。

高阶统计量在大地电磁资料处理中的应用研究

王家映

（中国地质大学，武汉，430074）

随机信号处理是推动众多学科发展的一个重要基础理论问题。随机离散信号功率谱的估计，是时间序列分析的重要内容、数字信号处理的重要工具。在过去二、三十年中取得了突飞猛进的进展。为通信、雷达、声纳、图像处理、地质、地球物理、管理工程、生物工程、经济等学科和应用技术的发展起了巨大的推动作用。可以说，凡是有功率谱出现的地方，如最大邻域法、极大熵法、最优化法、自回归法（AR）、动平均法（MA）、自回归动平均法（ARMA）、奇异值分解法（SVD），等一系列'富氏型物理量'出现的地方，都少不了它的应用。

高阶统计量是随机信号处理域中的一个前沿课题，不仅对信息科学的发展具有重要的理论意义，而且在众多的非高斯、非线性、非因果、非最小相位、非平稳及有色加性噪音的信号或系统中具有十分广阔的应用前景。近年来，不少学者开展了对离散时间序列高阶统计量（包括高阶矩和累积量）的研究，不仅给出了高阶统计量的定义、性质、计算方法，而且展示了在不同领域的应用效果，初步描绘出了它色彩斑斓的应用前景。

深入研究高阶统计量及其谱的性质、应用范围和条件，针对不同时间序列合理选择和完善信号的处理方法，对增强信号分析的效果具有重要意义。高阶统计量（包括高阶矩和累积量）及其谱（如三阶谱、四阶谱等）包含了二阶统计量（二阶矩）及其谱未能包含的许多有用信息。高阶矩及其谱适用于周期性或瞬变的确定信号；而高阶累积量及其谱又只适用于随机信号。因此，高阶统计量不仅可以用来研究时间序列的性质（包括振幅和相位）及系统的特性，有效地压制各种有色高斯噪音，而且可以用来研究像 MT 这样的随机信号之最佳信息提取方法，提高提取信息的可信度。

然而，传统的 MT 功率谱的计算方法，均以信号是平稳的、线性的、高斯的和最小相位的假设为依据。但事实上，大地电磁信号经常不满足、或是不完全满足如上假设。因而，传统的计算 MT 张量阻抗要素的方法的应用基础就发生了动摇、受到了挑战。为此，本文提出一种新的 MT 资料处理方法，即利用高阶统计量（高阶矩和累积量）计算高阶谱代替常规的二阶谱的方法计算大地电磁场时间序列的功率谱，进而计算 MT 张量阻抗要素及其它参数。这样，可以明显地改进质量，增强应用效果。

经验表明，MT 信号并非是完全平稳的、线性的、高斯的、最小相位的随机信号。因而，处理大地电磁信号时，应根据 MT 场的性质，采用合理的方法，而不要只限于二阶统计量及其相应的功率谱，而应更多地利用高阶统计量及其谱。本文分以下几个部分：

（1）以不同地区实测 MT 资料为例，研究 MT 电磁场分量（ex，ey，hx，hy，hz）时间序列的特性（高斯性、平稳性、线性、最小相位特性），为正确选择离散 MT 信号的分析方法打下基础；

（2）离散信号高阶统计量及其谱的定义、性质、计算方法、应用条件；

（3）MT 记录高阶统计量（高阶矩和累积量）及其谱的计算方法（包括窗函数的选取、计算长度的确定等），及其与传统的张量阻抗要素的计算方法之结果进行比较；

（4）高阶统计量在 MT 信号分析中的其它应用（如 MT 场的相干度，二维偏离度，倾子等）。

振动对电磁测深影响试验研究

何展翔　袁尉庭　孙卫斌

（中国石油集团地球物理勘探局第五地质调查处，河北定兴，072656）

振动对电磁测深瞬态特性的影响研究，俄罗斯进行过试验，观测到了感应电动势变化，但报道的两次试验结果却相差较大，并指出振动对建场过程有明显影响，但规律还需进一步研究，我们这次试验采用了近区建场法，并观测到了瞬态特征的变化，发现了剖面电性的变化。

1. 观测方法

利用大功率场源的近区建场测深法，场源为由 1.5km 的长电偶极建立，发射幅度为 50A，周期为 20s 的方波信号，收发距为 1.5km 左右，用 50 m×50 m 26 芯电缆组成的线圈测量磁感应分量。

在接收线圈附近 25 m 处布置震源，振前分 2 次记录 30 个周期的建场测深信号，然后启动震源，用窄频进行一定次数的振动，振动结束后每隔 5 分钟重复测量 10 个周期的建场信号。

2. 振动对电磁测深瞬态特性的影响

测量信号经去噪叠加处理后得到一条随时间变化的衰减曲线 E（t），经标准化计算，最后得标准化信号曲线 F（t）。$F(t)=K\cdot E(t)\cdot t$

标准化系数：$K=\dfrac{10R^2\cdot EMP}{3\cdot AB\cdot Q\cdot \sin\varphi\cdot J}$

式中：R 为测点收发距（m）；EMP 为放大器低档单位（μv）；AB 供电极距（m）；Q 接收线圈有效面积（m^2）；φ 偶极轴与记录点间的夹角；J 为电流阶跃幅度（A）。

F（t）曲线表征了瞬变电磁场的衰减特征。

3. 振动对剖面电性的影响

振前振后建场信号的变化必然与地电条件的变化相关。因为信号的这种变化幅度已不能用一般的误差或噪声评价，显然是在振动激励作用下，断面某些地段电性发生明显变化而引起。

经过处理获得振动前后视电阻率等值断面，对比表明振动后断面电性确实有较明显的变化，其中剖面西部段变化最明显，达 50%。经过去背景处理，即从异常场中分离出反映纵向相邻地层电性相对变化的剩余场分量，并经相关滤波等去噪处理后，形成了振前、振后电性微层的时间剖面。

振后电性微层剖面与振前剖面也有明显的差异，主要表现为：①振后剖面西段电性互层更加明显：振前不太明显的同相轴变得清晰，而浅部则表现为电阻率降低（高阻同相轴模糊）；②剖面东段与西段变化相反，连续性差。

4. 结论与分析

通过对振动前后建场不同参数剖面的对比分析，振动激励的电阻率变化效应客观存在。这种变化根据剖面实际情况类比，多发生于富含液态相流体的高孔隙发育区段。

振动激励对介质电导率的影响机制，应归属第一类震电效应。建场剖面中高低阻互层电性差异增大，说明含流体高孔隙电性层与致密岩层在振动激励作用下，电性变化表现不一致，这类现象除与第一类震电效应机制有关外，还与第三类震电效应机制有关。

根据对第一类震电效应机制分析，机械振动对介质内流体本身电导率的影响并不大，主要是通过改变孔隙骨架、通道的封闭、开放机制改变其导电性。同样，对于实际的含流体地下岩层来讲，振动首先改变孔隙发育区段岩层内的孔隙结构，破坏原始的压力平衡系统，使流体物体发生位移、渗透等改变岩层宏观电性的活动，另一方面第三类震电现象即固液体积应变不同而产生的极化、充放电现象，通过改变介电常数而影响介质的电导率。

以上两类震电效应机制是振动激励电阻率变化效应的基础。

超低频/极低频电磁波技术及其在北京地区的观测试验

赵国泽[1] Alexander Saraev[3] 邓前辉[1] 汤 吉[1] 赵俊猛[1] Mikhail Pertel[3]
Anton Kocherov[3] Mikhail[3] 王继军[1] 宣 飞[1] 詹 艳[1] 刘云秀[2]

(1 中国地震局地质研究所，北京，100029；2 天津市地震局，天津，300201；
3 St. Petersburg State University，7/9，Universitetskaya nab.，St. Petersburg，199034，Russia)

1. 超低频/极低频电磁波技术

依据国际电联（ITU）的定义，30～300Hz 的频率范围称为超低频（SLF），3～30Hz 称为极低频（ELF）。超低频/极低频（SLF/ELF）电磁波技术是通过发信机向长数十公里的接地天线发送大功率交变电流，其感生的电磁场信号经由地球表面和电离层之间的波导向远处传播，在距发信台数百至数千公里的地方接收该电磁场信号，从而研究电、磁场和地下电阻率的分布特征及其变化。

发信台由发信机、接地天线组成。天线和地下流动的电流构成电流回路即“电流环”。电流环面积越大即电流达到的深度越大，则感生的磁场越强。所以，天线应设在高大地电阻率区，使趋肤深度尽可能大。天线的电流一般在百安培以上。由于电磁波在空中传播时衰减很小，约为 1～3db/1000km，所以在离开发射台很远的地方仍可接收到较强的人工源信号。俄罗斯和美国分别在科拉半岛（KPTF）、维斯康新州（WTF）和密执安州（MTF）建有这样的发信台，并在世界上许多地区进行了观测试验，证明观测资料的信噪比可达数倍以上，是一种可用于地震活动等电磁场异常监测和资源探测的大功率信号。

2. 在北京及附近地区测量俄罗斯 KPTF 台信号的试验

为了验证该项技术的其可行性，在我国发展这一技术，中俄两国科学家合作在北京小汤山、天津宝坻、蓟县等几个地震台（距 KPTF 台约 6500km）进行了测量科拉半岛 KPTF 台发射信号的试验。同时对 SLF/ELF 技术和 MT/AMT 技术进行了对比观测分析。

测量试验结果表明，尽管 SLF/ELF 技术和 MT/AMT 技术的信号频带范围有差异，但在小汤山等地的测量结果显示二者具有很好的可对比性，舒曼谐波也有清楚的显示。利用二者观测结果给出的地质解释，与钻孔等地质资料一致性较好。

在具有较强干扰背景的地震台站院内测量的大功率人工源信号（80Hz），其功率密度谱的幅度高出天然电磁场的 10～100 倍。在宝坻地震台院内每天固定时间的连续观测发现，10 天内超低频（80Hz）电磁场功率谱密度变化了 1.5～2 倍，而视电阻率的变化出现在 24～26 欧姆米之间，视电阻率资料的误差仅为 2.9%。这些变化与地震活动性的关系等问题值得进一步研究。

在蓟县的观测还发现，视电阻率的日变化与固体潮汐引起的地形变的日变化有较好的相关性。而它们的变化与温度的日变化没有关系。

3. 超低频/极低频电磁波技术应用的潜力

在地震发生前后所进行的大量的关于地下电阻率和电磁场变化的观测表明，地震发生前地下电阻率的变化是确实存在的。如果能够说明这种变化和地下发生的物理过程以及各种物理、化学现象之间的关系，就会对地震的发生作出预报。近年来人们已经达成共识，对地壳内电磁现象的彻底理解是达到地震预测路途上不可缺少的一步。

然而，以往的电磁观测研究中，如果使用天然场源，往往由于受到各种干扰的影响，给识别地震因素引起的异常带来一定的困难；如果使用人工场源，但场源覆盖的范围有限，难以实现大范围的同时观测。而该技术可以在上千公里的范围进行同时观测，并能对场源进行人为控制，有利于扑捉地震前的异常信息。

由于该技术观测资料的信噪比很高，有利于实现对地壳浅部的高精度探测，在地下水、油气和其它矿产资源勘探方面也将会发挥重要作用。

天山地区电性结构特征研究

孔祥儒 张凤玉 闫永利 马晓冰 刘宏兵

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100101）

在国家自然科学基金的资助下，从 1998 年开始我们同俄罗斯 SHIRSHOV 海洋研究所 VANYAN 教授及莫斯科大学 BERDICHEVSKI 教授合作研究天山地区电性结构特征。俄罗斯地球物理学家构制了天山西段二维地电和地震模型。中国地球物理学家完成了横贯准葛尔盆地，天山和塔里木盆地的地电和反射地震观测研究。天山造山带基本上是东西走向，东西走向的长度远远大于南北向的宽度。因此，可把天山构造带看作是二维构造。但是天山周围的盆地，诸如准葛尔盆地，塔里木盆地，楚盆地和伊犁盆地都是等轴型的，而且这些盆地都有很厚的低阻沉积盖层。它们对天山地区的电磁场结构有很强的影响，特别是在低频段。为了揭示这些盆地，特别是准葛尔盆地是如何影响天山地区电磁场结构的，我们首先根据野外观测的视电阻率和相位曲线的形态，把准葛尔盆地中部以南的地区分为四个条带；带 1 为准葛尔盆地中部地区，有较厚的沉积盖层；带 2 为准葛尔盆地南部地区，沉积厚度达到 8km 左右；带 3 为准葛尔盆地以南的山前凹陷带；带 4 为天山造山带中部地区。应用准三维薄壳模型计算了地下电阻率分布和阻抗极化图形态。准三维薄壳模型的表层的电导在横向不均匀变化，其下为均匀层状结构。所选层参数如下：

层序	电阻率（欧姆·米）	厚度（km）
1	5000	15
2	10	15
3	300	70
4	10	

由前苏联和中国及邻区构造图获得沉积厚度分布，再根据电磁勘探获得的电阻率资料构制出薄壳电导分布图（图省略，下同）及薄壳之下各层参数。把 39°～51°N，70°～95°E 方框内的地区划分为 38×48 个小方块，每个小方块为 50×50 平方公里。计算结果表明，在研究区域内，当周期为 3.16 秒时，各点的阻抗极化图都是等轴的。说明测区内浅部电性结构可看作是一维的。当周期增加到 316 秒，1000 秒和 10000 秒时，阻抗图表现出明显的横向不均匀性。在带 1 内极化图长轴为南北走向，对角线上阻抗的模不超过非对角线阻抗模的 30%，可认为电性结构是二维的。为了证实这一点，把准三维薄壳模型计算结果同二维模型计算结果进行了对比，在带 1 内 MT 测点上两种方法计算结果十分一致。再向北，极化图的长轴逐渐向东北方向旋转；而在盆地中央西北部，极化图的长轴指向东南。在这些地区，受准葛尔盆地的影响，电性分布呈三维结构。这一点，也为准三维薄壳模型计算结果同二维模型计算结果的对比所证实，两种模型计算结果有相当的偏离。总之，受准葛尔盆地的影响，天山地区的电性分布总体上呈三维结构。

此项研究得到国家自然科学基金的支持（49774221）；赵国泽教授提供了 MT 资料并进行了十分有益的讨论，在此一并致谢！

西藏地壳的导电性

魏文博 谭捍东 陈乐寿 邓 明 金 胜
Martyn Unsworth[1] John Booker[2] Alan Jones[3]

1995 年的 INDEPTH－MT 研究。起先，沿着西藏最南端的亚东，向北东穿过雅鲁藏布江，到达拉萨西边的雪古拉山；后来，又沿拉萨东南的达孜，向北西跨过念青唐古拉山，到达西藏中部的巴木错；而后，从雪古拉山，经过羊八井到达当雄；完成了超宽频带的大地电磁场野外数据采集。

经过复杂的数据处理，这些新的数据证实，在西藏南部和中部上地壳存在多处彼此不相连续的高电导率异常体，它们的电导率大于 0.1 (s/m)。特别引人兴趣的是位于羊八井、当雄和林周范围内的高电导率异常体，它的顶部在地下 15—20 公里深处；这与地震勘探发现的“亮点”(强反射体）和“低速带”的顶部很一致。这些信息帮助我们认识到：藏南的地壳里存在部分“熔融层”，因而表现出高电导率的异常体。

这项研究成果，已于 1996 年发表在美国“Science”杂志上。

1995 年的研究还发现，藏南康马以北的地区，中地壳以下表现出大范围、区域性良导电背景，其电导率大约在 0.1～0.01 (s/m) 之间。这是个令人存有疑惑的现象。如此异常的导电地壳，是否仅仅局限在亚东—谷露裂谷带？因为这些大地电磁观测点的位置都正处在裂谷带内；这是一组南北方向的断裂，西藏南部正沿着它进行东—西向扩张。

也许，如此异常的导电地壳，是局限在西藏南部？或是整个西藏高原特有的？这几种可能性对于解释西藏高原内地质演化过程的本质有着根本不同的涵义，因而科学价值相差甚远。所以，关于这问题，还需要进一步加以确定。

1998 年和 1999 年的观测剖面，是分别沿着北西和北东方向，从西藏中部的德庆和那曲，进入藏北羌塘地区的龙尾错和穿过高原北缘到达青海的格尔木。主要目的在于了解是否整个西藏高原都存在异常的导电地壳？

对这两条剖面上采集的超宽频带大地电磁数据，进行精细的处理，结果令人惊讶。在西藏的中间，从南到北，几乎整个西藏高原上，大地电磁场的长周期信号都反映出低电阻率的特征，这与地球上稳定大陆区内的观测结果相反。在稳定大陆区，大地电磁场的长周期信号往往表现出高电阻率的性状。

为了研究西藏高原整体的地壳电性结构特征，我们用统一的数据处理方法，对 1995、1998 和 1999 年的观测数据做更细致的处理，并反演沿南北方向横穿西藏高原的地壳电导率模型。

根据这模型，我们能够肯定地说：西藏高原数十公里深度以下的中、下地壳确实是良导电性的。它分布在康马和昆仑山之间，电导在 3000s～20000s 范围内，比稳定大陆区的地壳，在相同深度上的标准高 1～2 个数量级。地壳中电导率最高的高导异常体，位于西藏南部的雅鲁藏布江附近和西藏北部的北羌塘地块。

类似的现象，人们在强烈活动的安第斯山岩浆弧区也观测到了。

在西藏的这项发现应该是比较重要的。因为它有可能对高原形成、演化过程的某些现象，提供比较合理的解释，从而推进有关西藏高原形成、演化机理的研究。所以，2001 年 4 月 27 日，美国“Science”杂志发表了这项研究成果。①

① 注：中国地质大学（北京） 1 Institute of Geophysical Research, University of Alberta, Canada. 2 Geophysical Program, University of Washington, Seattle, USA. 3 Geological Survey of Canada, Ottawa, Canada.

川西—藏东地区大地电磁（MT）资料的阻抗张量畸变分解与分析

孙　洁　晋光文　白登海　王立凤

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

"川西—藏东地区大地电磁（MT）探测研究"课题是"川滇地区活动地块的深部结构与强震活动的关系"专题的一个组成部分。利用MT方法获取研究区在十几米—上地幔范围内电导率在纵、横向上的分布及变化特征。从研究深部电性结构差异入手，分析深部介质及物性；查明深层和浅部断裂的性质及其展布特点；确定块体边界并研究活动地块深、浅构造之间的耦合关系，为深入地探讨川滇地区活动块体的深部驱动机制和浅部新构造运动影响以及对强震的控制作用的综合研究提供深部依据及基础资料。为之，布设三条测线（测线Ⅰ：四川资中—巴塘；测线Ⅱ：四川稻城—俄日；测线Ⅲ：四川康定新都桥—金川），共76个测点，野外数据采集于2000年8～10月完成。

整个测区位于青藏高原东南部的横断山区的东缘，地质构造及地貌上是极为复杂的一个区域，平均海拔高度在3000米以上，最高达4800米。由于复杂的地质构造条件，对区域构造产生强烈影响，致使MT资料发生严重的静位移和形态畸变，为了获取正确的区域阻抗，提高最终解释的可靠性，在解释之前，必须认真研究分析MT观测资料畸变效应，并设法加以消除或抑制。

我们花了将近半年的时间，除了一些常规的畸变分解方法外，还选用了晋光文提出的一种新的阻抗张量畸变分解方法，对测区所有测点的资料，进行了畸变分解和分析，取得较好的应用效果，得出以下一些认识：

(1) 对于区域二维构造不超过中等偏离的3d/2d模型，可以应用Bahr的相位偏离技术，对阻抗张量作畸变分解，再与Swift分解相结合，则不仅可以求出真实的区域阻抗和走向，还可以求出各种畸变因子，从而揭示局部畸变影响特征，提高了MT资料的分析解释水平。

(2) MT剖面上的区域构造，在浅部相对简单，主要呈一维或二维电性结构特征，在深部较复杂，基本反映三维电性结构特征。

(3) 大致以雅安为界，西部较之于东部，构造更复杂，稳定性更差。

(4) 局部电场畸变对区域场的影响，在浅部较小，在深部较大。浅部构造近似3d/2d模型，深部构造则有所偏离。

(5) 多数测点的局部异常体电性主轴与区域构造主轴一致，而且越是浅部越明显，似乎受几条大的断裂所制约。整个川西—藏东地区MT剖面的区域构造主轴方位角均在南北向±30°－40°以内变化。

(6) 大断裂两盘的测点，电性差异达一、两个级次，甚至更大，而且视电阻率和阻抗相位曲线，其变化形态也不相同。因此，可由畸变分解结果，判断断裂位置。

(7) 测线Ⅰ更接近3d/2d模型；测线Ⅲ静位移畸变较显著。

目前，川西—藏东大地电磁（MT）资料解释工作正在进行之中，到时我们将介绍其解释结果与与会代表共同讨论。

本课题由国家重点基础研究发展规划"973"项目资助。

青海达日—陕西靖边剖面电性结构初步研究①

汤　吉　邓前辉　王继军　赵俊猛　赵国泽　宣　飞　詹　艳

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

为研究青藏高原东北边缘和鄂尔多斯地块相互作用和构造变形的深部驱动机制；探明测区内区域构造与局部构造、深部构造和浅部构造的关系；探讨青藏高原和鄂尔多斯地块接触部位构造变形的深部表现，认识青藏高原隆升对鄂尔多斯构造变形与强震的控制作用，并结合海原强震（Ms＝8.5，1920 年 12 月 16 日）区地壳细结构的探测和地质构造，分析孕震环境以及与深部构造的关系，布设一条近 950km 长，由 63 个测点组成的青海省达日—陕西省靖边大地电磁测深剖面。剖面经青藏高原、跨南北地震带进入鄂尔多斯地块。剖面在青藏高原内部和鄂尔多斯地块内的测点点距较大，一般为 15～20km，但在几个大型构造带及附近测点点距相对较小。经过南北地震带北部的海原地震区测点最密，一般为 5km 左右。

野外资料采集使用德国 Metronix 公司生产的 MMS03E 和 GMS－05 仪器，观测频率为 256Hz—4096 Sec，观测时间为 1999 年 8 月～12 月。

采用具 Robust 分析功能的大地电磁测深处理软件（PROCMT）对观测数据进行了处理。通过对记录的时间序列严格选图，剔除干扰，得到了高可信度的资料。对部分存在较强干扰的测点进行了反复处理。所有测点的资料均进行了阻抗张量分解，以消除局部不均匀体的影响。经过处理，得到了 63 个大地电磁测深点野外资料的处理结果。

采用二维反演方法（RRI）对观测资料进行解释，得到了地下的电性结构。初步分析表明：地壳内部电性结构的横向差异较大，剖面被 4 条大的断层分割为 5 段，其中海原地震带电性结构最为复杂，而鄂尔多斯则相对简单。

通过进行定性分析和二维反演，取得了如下认识：

1. 断裂带的分布

达日—靖边主剖面存在几个大的断裂（带），由西向东分别为：

玛沁深大断裂：位于玛沁附近以北，在 A05、A06 测点之间，其断裂穿过地壳到达上地幔。

秦岭地轴北缘断裂带：位于夏河、临夏之间的 A13、A14、A15、A16 一带。其规模相对较小，未穿过地壳。

海原断裂带：该断裂带较宽，从 A33 到 A50 测点表现为低电阻率带，由一系列逆冲断裂组成，逆冲断裂在深部可能汇聚成一条主断裂。1920 年 12 月 16 日发生的海原 8.5 级大地震就发生在该断裂带上。断裂规模很大，是一条穿过岩石圈的断裂带。

青铜峡—固原断裂：位于 A49 和 A50 之间，它是本测线东端的大断裂，是青藏高原与鄂尔多斯地块的构造分解线。

2. 电性结构特点

（1）从青海达日到陕西靖边剖面电性结构的横向差异较大，4 条大的断裂带将剖面结构分割成 5 大块。每块的电性结构各异，依次为：甘德—达日块，军功—泽库块，临夏—兰州块，海原块和鄂尔多斯块。

（2）甘德—达日块：表层为高阻，20—40 公里存在壳内低阻带：军功—泽库块：为一高阻块体，从浅到深表现为低—高—低的电性结构特点；临夏—兰州块：10 公里深度范围以内，在横向上表现为高低阻相间，在 15—40 公里深度范围内，存在壳内低阻层；海原块最为复杂，整体表现为低阻区，低阻区内部存在低阻带，且由西向东深度逐渐变浅。这些低阻带与断裂对应，到深部归结到一条深大断裂上；鄂尔多斯地块电性结构简单，整体性好，中、下地壳无明显低阻层存在。

① 本项目由 973 项目："大陆强震机理与预测" 支持

三河—平谷 8 级大震区高导层陡变带特征与未来强震研究

邓前辉　王继军　汤　吉　詹　艳

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

1. 前言

“九五”中国地震局重点项目用大地电磁测深（MT）和电磁阵列剖面法（EMAP）在三河—平谷 8 级大震区作了电性细结构的探测研究，获得了测区的多种电性结构特征。分析研究探测结果发现，该区高导层陡变带与大断裂、地震震中、已知断裂之间有紧密的空间关系，由此探讨了高导层陡变带与强震的关系。结合该区的地质构造，首次由电性结构高导层陡变带特征推测了未来强震的可能地点，为地震前兆监测提供参考。

2. 电性结构的高导层陡变带

（1）高导层陡变带的定义　在大地电磁测深资料解释中，往往根据电性层的电性差异、电性层的厚度变化来划分构造边界、断裂展布。测区的二维层状解释结果在全区都反映出地壳中以 20km 为中心存在一高导层，平均电阻率 22Ωm，全区平均厚度 11.5km，高导层顶界面平均深度 15.7km，底界面平均深度 27.2km，但不同地段埋深有几公里的差异，平均差达 5.5km 左右，形成高导层在垂直方向的错断或巨大起伏，即形成高导的梯级状特征。高导层在震区的另一特点是表现出高导层的不连续性，即高导层上移至上地壳中。我们将高导层在垂直方向的错断或巨大起伏和高导层的不连续统称为高导层的陡变带。

（2）高导层陡变带特征　测区探测解释结果发现高导层陡变带北东向剖面表现为不连续特征，高导层陡变带出现在 11～14 号测点之间，顶界面埋深分别为 14.3km、3.3km、3.9km、8.6km 左右，底界面埋深分别为 24.0km、13.6km、14.8km、18.9km 左右，平均厚度为 10.2km 左右。北西向剖面中有 5 处出现高导层陡变带，由北西向南东形成逐渐抬升的阶梯状特征，厚度逐渐变薄，垂直错位距在 1.39～7.86km 之间变化，最大垂直错位距达到 7.8km 左右。

（3）高导层陡变带和历史地震　所选历史地震震中投影一般在高导层之上，大多数在高导层陡变带区段内或导电异常块体附近。

（4）高导层陡变带和已知断裂的关系　北东向剖面壳内高导层陡变带之上对应着蓟县断裂、段家岭—邦均断区、赵河沟断裂和二十里长山断裂。形成了约宽 16km 的断裂带，我们认为应属于深大断裂。

北西向剖面壳内高导层陡变带由北西至南东分别对应着二十里长山断裂、通县断裂、夏垫断裂、大仁庄断裂、香河断裂和宝坻断裂。由于 EMAP 测量信息量大、空间探测密度大等优点，其解释结果确定通县断裂带宽 4km 左右，夏垫断裂带宽 2～3km 左右。

3. 高导层陡变带在深部发育情况推测和未来地震区圈定

探测结果揭示了断裂的地表显示与深部壳内高导层陡变带的对应性，由此推测地壳深部可能对应发育有相似地表大断裂展布的壳内高导层陡变带。根据壳内高导层陡变带的展布特征，我们推测了六处未来地震区。（“九五”中国地震局重点项目）。

五大连池火山群深部电性结构探测与研究

詹　艳　赵国泽　白登海　王继军　汤　吉　宣　飞

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

五大连池火山、长白山天池火山、腾冲火山并列为我国大陆三个有历史记载的近代活动火山。对腾冲火山区深部探测研究表明在其深部存在低阻的岩浆房。对长白山天池火山区深部研究表明在地下深度 12～40km 之间存在一上宽下窄，并向上逐渐扩展的低阻体，该低阻体可能与地下岩浆囊对应。新近完成的五大连池火山群大地电磁探测研究结果，揭示了五大连池火山区在地下约几百米深度至 15～20km 左右，存在一个上宽下窄似铆钉状的高阻异常体，推测为固结过程中的火山岩浆体。

1. 五大连池火山区造背景及大地电磁测点的布置

黑龙江省五大连池火山群是我国著名的第四纪火山群，它由 14 座锥火山和 11 座盾火山组成。火山最近的喷发发生在 1719～1721 年间，喷发的结果分别形成了老黑山和火烧山。五大连池火山群位于一条近南北向的新生代钾质火山带（小古里河—五大连池火山带）中，这条带受小古里河—五大连池深大断裂控制。

为了研究五大连池火山群岩浆系统和地壳上地幔结构，在五大连池火山区，以老黑山为中心，共布设了 7 条大地电磁测深剖面共计 71 个测点，其中近南北向 4 条，近东西向 3 条。在火山群中心附近测点间距约 1～3km，向外围地区间距逐渐加大，最大达 6～7km。

2. 研究结果

对 7 条大地电磁剖面进行处理和解释，得到以下结果：

（1）在五大连池火山群地下约几百米深度以下，存在一个上宽下窄似铆钉状的高阻异常体，推测为固结过程中的火山岩浆体。高阻异常体深度可达近 20km。铆钉的帽部较宽，东西方向达 20km 以上，铆钉的主体部分东西向宽约 10km 左右。异常体的中心位置，位于老黑山及其偏东一侧。在平面上，异常体呈近南北方向分布，南北向长约 30km。

（2）该铆钉状的高阻体一直穿过地壳与上地幔连接，存在向深处延伸的通道，并随着深度的加大，其电阻率逐渐减小。推测，该处更深层可能存在温度较高的低阻岩浆囊。

（3）老黑山高阻区东西两侧 5～10 公里深度左右存在低阻层。在笔架山、南格拉球、北格拉球附近，该低阻层深度为 5 公里左右，这一深度与当地地震台网观测到的地震震源深度相近。

（4）以老黑山为中心的南北向高阻体，浅部较宽，深部较窄。到 30km 处，横向的电阻率差异变小，但南北向的条带仍然存在。

本次研究结果表明，五大连池火山与长白山天池火山、腾冲火山不同，该火山属于岩浆直接来自上地幔的火山类型，在地壳内没有明显的低阻岩浆囊存在。它是由于上地幔中熔融的岩石或岩浆通过某些岩浆通道上升并最终喷发到地球表面，形成火山群。但是，顺高阻岩浆体端部向下，在电性上存在似通道状的结构，该通道仍可能是未来火山重新喷发的深部岩浆的上升通道。

复杂地区连续电磁剖面法的应用

孙卫斌 刘东琴 江纹波 郑 莉

（中国石油集团地球物理勘探局第五地质调查处，河北定兴，072656）

随着电磁法勘探技术的发展，其应用已由传统的矿产普查工作过渡至地下异常体的目标勘探上，对构造勘探精度也由提供构造大框架的粗放式阶段向较精细的刻画构造阶段发展。本文重点介绍连续电磁剖面法（CEMP）在地形及构造复杂区油气勘探的应用的效果。

1. 复杂区油气勘探难点

（1）地表地形起伏复杂，使较大车装仪器设备通行困难，设备难以到达指定区域，地震勘探施工布线十分困难，勘探费用成倍增加。

（2）近地表地层出露复杂，产状陡立，以波动场射线理论为基础的地震勘探因浅地表构造的复杂性，往往难以获得有效的深层构造信息，制约了复杂区油气勘探进程。另外，老地层出露的复杂山区，对地震能量的屏蔽作用也使得这类地区地震勘探效果不佳。

2. 连续电磁剖面法（CEMP）技术特点

（1）CEMP方法以频率丰富的天然电磁场为场源，具有对表层高阻穿透能力强、探测深度大、对高阻内幕低阻层分辨能力高等电磁法勘探优势。

（2）CEMP勘探体积效应突出，该效应尽管影响了对地层的分辨率，但对中、深层地层的宏观起伏特征，即构造特征却有较好的勘探效果。

（3）便携式CEMP采集工作站轻便灵活，利用GPS卫星同步遥控观测技术，可实现几十个测点相互独立的同步实测，克服了因山地造成的施工困难、劳动强度大、费用高等不足。

3. 应用实例

（1）山地CEMP勘探：Y地区位于天山南麓，区内地形起伏大，地表风化切割强烈，悬崖冲沟随处可见。该区地震资料在Y构造带以南，反射界面清楚，而在Y地表构造带上，浅中深层反射不清；向北进入南天山老地层出露区，地震资料没有反射。

利用CEMP勘探技术，取得了良好效果。Y构造带以南，地电断面反映的构造形态、地层起伏、断裂位置等与地震资料基本一致；在Y地表构造带段，CEMP反演断面清楚显示了中深层基底构造特征；在Y地表构造带以北，为南天山老地层出露区，CEMP反演剖面上清楚显示出表层高阻层之下仍然有低阻特征的地层存在，为典型的逆掩推覆构造地电断面。

（2）构造复杂区勘探：M地区为地表高陡构造分布，地震在该段资料反射不清。布署CEMP勘探工作后，首次揭示出该构造带基底特征为大背斜构造上发育有两排并行的高点。该成果被后来的宽线地震所证实。

（3）深层潜山勘探：华北M地区在完成高精度重力勘探工作后，发现一潜山异常带。CEMP资料反演结果揭示，重力显示的潜山异常带确系因古生界隆起所致，这种特征在反演断面的深层高阻基底起伏上表现突出，并显示出该潜山构造带上有两排构造发育的特征。分析该区地震资料对深层潜山显示不清的原因，第三系内埋深3000米左右的致密膏岩薄层以及火成岩薄层对地震波的屏弊作用，是影响地震深层信息的主要因素，而这类高电阻率特征的层位对电磁波是没有影响的，因此在这类地区电磁法勘探的作用就显得十分重要。

4. 复杂区CEMP勘探效果评价

不同的物探资料从不同侧面反映地质信息。以地层电性差异为基础的CEMP勘探，从研究岩层间电阻率差异角度出发，揭示地层横向展布及电性分层，从而解决构造、分层等地质问题。复杂区也往往是地震勘探困难区，这类地区的地电特征往往也具有开展电磁法勘探的良好基础。上述CEMP勘探实例表明，只要充分发挥电磁法勘探的技术特长，是可以弥补地震在复杂地表及构造条件下勘探效果的局限性的。

拟线性近似方法在 2.5 维电阻率正演中的应用

陈丽虹 孙建国 王忠仁

(吉林大学地球物理系, 长春, 130026)

拟线性近似方法 (quasi－linear approximation) 是 Zhdanov M.S. (1996) 提出的、用来求解 Lippmann－Schwinger 积分方程的一种近似方法，它既考虑了一些非线性因素，又没有大量地增加计算量。QL 近似方法是在研究电磁散射时提出的，本文将应用它求解 2.5 维地电模型的直流响应。

假定在地下电导率为 σ_0 的介质中有一电导率为 σ_a 的不均匀体，源点 A 位于地表，则电位 $\nu(\vec{\gamma})$ 的微分表达式为 $\nabla(\sigma(\vec{\gamma})\nabla\nu(\vec{\gamma})) = -2I\delta(\vec{\gamma}-\vec{\gamma}_A)$ (1)

式中 I 是电流强度，$\sigma(\vec{\gamma})$ 为介质电导率，$\sigma(\vec{\gamma}) = \sigma_0 + \sigma_a(\vec{\gamma})$。

若地电模型是二维的，其走向为 y 方向，在 y 方向上作余弦 Fourier 变换，则有 $\nabla[\sigma(x,z)\nabla V(x,\lambda,z;x_A,z_A)] - \lambda^2\sigma(x,z)V(x,\lambda,z;x_A,z_A) = -2I\delta(x-x_A)\delta(z-z_A)$ (2)

其中 $\nabla = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z}$。

利用格林函数将 (2) 式写成积分方程的形式：

$$V(x,\lambda z;x_A,z_A) = \frac{2I}{\sigma_0}\varphi(x,\lambda,z;x_A,z_A) - \int_{-\infty}^{+\infty}dx'\int_0^{+\infty}dz'\,\frac{1}{\sigma_0}\sigma_a(x',z')\nabla V(x',\lambda,z';x_A,z_A)\nabla\varphi(x',\lambda,z';x,z)$$
$$- \int_{-\infty}^{+\infty}dx'\int_0^{+\infty}dz'\,\frac{\lambda^2}{\sigma_0}\sigma_a(x',z')V(x',\lambda,z';x_A,z_A)\varphi(x',\lambda,z';x,z) \quad (3)$$

其中 $\varphi(x',\lambda,z';x,z)$ 二维半空间的格林函数，等号右边的第一项是正常电位，可用 $V_0(x,\lambda,z;x_A,z_A)$ 表示，带积分号的两项为异常电位，可用 $V_a(x,\lambda,z;x_A,z_A)$ 表示。

(3) 式是非线性的，又称为 Lippmann－Schwinger 积分方程，与在交流电磁场中得到的表达式相似。在交流电磁场中，如果 σ_a 与 σ_0 相差不大且异常体的尺寸较小，则可以利用 Born 近似方法将其线性化。与交流电磁场相比，直流电场的非线性程度较高，即使满足了 σ_a 与 σ_0 相差不大的条件，Born 近似也可能带来较大的误差，如果在此基础上进行反演计算，那么会使收敛速度慢、反演结果不稳定。如果应用 QL 近似方法，则可以改善直流电场的正演计算效果。这是因为 QL 近似方法与 Born 近似方法不同，它假设异常体内的异常电位是正常电位的线性函数，而不是零，即 $V_a(x',\lambda,z';x_A,z_A) = \alpha V_0(x',\lambda,z';x_A,z_A)$ (4)

这样就将部分非线性因素引入积分方程的计算中。

利用 QL 近似方法可得电位的表达式为

$$V(x,\lambda z;x_A,z_A) = \frac{2I}{\sigma_0}\varphi(x,\lambda,z;x_A,z_A) - \frac{2I}{\sigma_0^2}\int_{-\infty}^{+\infty}dx'\int_0^{+\infty}dz'\sigma_a(x',z')\Delta(1+\alpha)\varphi(x',\lambda,z';x_A,z_A)\nabla\varphi(x',\lambda,z';x,z)$$
$$- \frac{2I\lambda^2}{\sigma_0^2}\int_{-\infty}^{+\infty}dx'\int_0^{+\infty}dz'\sigma_a(x',z')(1+\alpha)\varphi(x',\lambda,z';x_A,z_A)\varphi(x',\lambda,z';x,z) \quad (5)$$

假定在均匀异常体内系数 α 是位置的慢变函数，那么利用最优化方法可以求出，

$$\alpha = \frac{\sum_{j=1}^{J} V_a^B(x_j,\lambda,z_j)\left[V_0(x_j,\lambda,z_j) - V_a^B(x_j,\lambda,z_j)\right]}{\sum_{j=1}^{J}\left[V_0(x_j,\lambda,z_j) - V_a^B(x_j,\lambda,z_j)\right]} \quad (6)$$

式中 $V_a^B(x,\lambda,z)$ 是异常电位的 Born 近似解。

将计算结果进行 Fourier 反变换，就求出了电位分布。在实际运算中，为保证系数 α 是慢变的，可将异常体划分成小的单元。

本研究由教育部骨干教师资助计划“长江学者”专项研究资助。

同步阵列大地电磁测深二维反演的正演修正法

苏朱刘　胡文宝

（江汉石油学院地球物理系，湖北荆州，434102）

同步阵列大地电磁测深法（Synchronized Array MT，简称SAMT）是基于MT方法的一种新的观测方式。其主要技术特点是：①空间高密度采样，沿一条测线上的SAMT点距为200～300m。因而对构造的横向分辨率比常规MT方法要高；②单个测点上全信息五分量观测（两个水平电道、两个水平磁道和一个垂直磁道），张量处理；③卫星同步记录时间信号，可直接在时间域处理，灵活方便。可自由加密频点，因而比常规MT方法的纵向分辨率也要高。

如何由实测资料获得纵、横向较高分辨率的构造图像，反演是关键。本文针对SAMT观测方法的采集特点，设计了一种新的二维反演方法—“正演修正法”。基本步骤如下：①沿剖面对各测点的实测视电阻率曲线 ρ_a 作“形式化一维反演”，组合成二维剖面，将其作为初始二维反演剖面：②对初始二维反演剖面作二维正演，得到各测点上正演拟合视电阻率 ρ_{aT}；③比较各测点上实测视电阻率 ρ_a 和二维正演所得拟合视电阻率 ρ_{aT}，根据其差异修正实测视电阻率，得到“类一维视电阻率”近似值 ρ_{a1d}；④对前一次（k－1次）的“类一维视电阻率”近似值 $\rho_{a1d}^{(k-1)}$ 进行“形式化一维反演”，得到新的二维反演剖面；⑤对新二维反演剖面作二维正演，得各测点上新的正演拟合视电阻率 $\rho_{aT}^{(k)}$；⑥比较各测点上实测视电阻率 ρ_a 和二维正演拟合视电阻率 $\rho_{aT}^{(k)}$，根据其差异修正前一次的“类一维视电阻率”近似值 $\rho_{a1d}^{(k-1)}$，得到新的“类一维视电阻率”近似值 $\rho_{a1d}^{(k)}$；⑦回到第④⑤⑥步进行循环迭代，直至一条测线所有测点的实测视电阻率和二维正演拟合视电阻率的总体均方根误差小于预先指定的一个很小的数 ε_0。

对实测数据的反演而言，判断迭代是否收敛的唯一标志是看总体均方根误差是否越来越小。对理论模型验证来说，因为“类一维视电阻率”的真值是已知的，所以判断迭代是否收敛还可看，随着迭代的进行，“类一维视电阻率”拟合近似值是否越来越接近“类一维视电阻率”的真值。

为了验证“正演修正法”二维反演方法的有效性。本文设计了一理想化二维地电模型。该模型包括了浅层低阻层、垂直断面、垂向断层、倾斜界面和深层低阻层，有一定的代表性。采用有限元方法作正演，网格划分：水平方向109列，垂直方向100行（包括空中10行）。在模型主体部分以及浅部网格均较密，纵向最小网格距为50m，横向为200m。测点共109个，每个测点位于网格中心点。

理论算例表明，SAMT的“正演修正法”二维反演方法是一种相对精确的、稳定的、快速收敛的和可以达到实时处理反演的算法。SAMT的“正演修正法”反演方法的横向分辨率最大可达测点点距，纵向分辨率能最大限度反映出所设定的观测周期点所能反映的构造分辨率。但反演的结果不能突破二维地电构造固有等值性“门限”的限制。在模型存在有固有等值性的情况下，两种不同极化的资料单独和联合反演的结果之间均存在差异。但就拟合数据而言，反演的结果都应被“认同”。

本研究得到中国石油天然气集团公司科技局“九五”重点攻关970102—01项目资助。

大地电磁阻抗张量畸变及其分解讨论

晋光文 孙 洁

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

目前，大地电磁研究面临的主要问题，可归结为静位移和三维性两个方面。我们选择以 3d/2d 模型为切入点，用阻抗张量畸变分解方法进行研究，可望对克服这些困难有所帮助，至少是向解决问题的目标前进了一步。

对于 3d/2d 模型，区域阻抗的畸变，实际上反映了局部畸变场对区域场的影响。局部畸变场包括感应散射场和电流散射场。在畸变电场中，两种成分都存在，畸变磁场则基本受感应散射场控制。高频时，以感应散射场的影响为主，为感应型畸变特征；低频时，感应散射场的影响相对减弱，主要是电流散射场影响，显示电流型畸变特征。对于电场畸变与磁场畸变都存在的全畸变模型的阻抗，其振幅和相位都发生了变化，在视电阻率曲线上，反映为位移和形态变化二者兼而有之。并且地磁传输函数或倾子，也产生区域畸变和局部畸变，区域畸变倾子与区域构造的水平非均匀性有关，局部畸变倾子为观测阻抗张量列元素的线性组合，即与磁场的电流型畸变和电场的电流型畸变均有关系。在大地电磁测深所用的频率范围内，区域构造阻抗张量的畸变效应，以电场的电流型畸变为主，它使视电阻率曲线发生平行移动，而相位保持不变，这就是所谓的静位移畸变。地磁传输函数或倾子，几乎不受局部畸变影响，只有区域畸变。

为研究地下电性结构，首先必须从观测的响应，分离出局部畸变影响与区域构造阻抗。通过对电磁场或测量坐标系，实施不同方式或角度的旋转，可以产生各种不同的分解方法。这里只列出主要的几种：①Swift 分解，是将测量的 x，y 平面绕 z 轴顺时针旋转，使阻抗张量的对角元素最小，或非对角元素最大，而求得构造主轴方位的阻抗。这种方法只适用于标准二维构造，若不是标准二维构造，则旋转后的阻抗将包含区域构造与局部构造的共同作用。②Bahr 分解，是从 3d/2d 模型寻找区域二维构造的一种分解方法，建立在二维区域阻抗受电流型电场畸变作用后，其阻抗张量每列的两个元素同相位的基础上。③Groom－bailey（G－B）分解，通过逐次迭代或求广义逆，求解非线性方程，可将区域阻抗和局部畸变效应，从观测的阻抗张量中分离出来；进一步再由局部畸变矩阵，求出剪切、扭曲和各向异性三种畸变因素。④Eggers 分解，是基于平面电磁波的正交性和本征态分析，将观测的四个复数阻抗元素，变成八个标量参数。对于一维与二维构造，Eggers 的特征值与传统定义的主阻抗完全相同，对于一般的三维构造，则相差根号内的因子 $Z_{xx}Z_{yy}$。⑤正则分解，将观测的大地电磁阻抗张量，分解为描述地球电磁系统的传输特性与输入、输出电磁场极化特性及其相关的参数，这是阻抗张量所包含的全部信息。⑥Lilley 分解，是将电、磁场分别旋转，使阻抗张量由三维形式变成二维形式，从而得到阻抗主值和电磁场旋转角。电场旋转角为局部构造主轴方位，磁场旋转角则为区域构造主轴方位。⑦一种简单的局部畸变分解方法，是从 Swift 和 Bahr 分解可求出局部畸变矩阵。若把局部畸变效应看作是区域电场各分量的放大和旋转作用，则扭曲因子是两个正交的区域电场分量 E_x 和 E_y 向相同方向旋转各自角度的平均效果，剪切因子为向相反方向旋转各自角度的平均效果，而各向异性因子，则表示 E_x 与 E_y 放大不同倍数，测点增益乃是平均增益的一个特殊变换。在视电阻率曲线上，各向异性引起静位移畸变，扭曲和剪切则使曲线形态发生变化。

大地电磁阻抗张量的畸变分解，乃是大地电磁测深资料地球物理解释的重要组成部分。据此，不仅可以更加深刻地了解地球电磁响应函数的性质，而且可以研究区域阻抗的畸变影响特征，从而得到地下的真实电性结构。

本项研究得到国家重点基础研究发展规划“973”项目资助。

高频电磁波测井方法应用探讨

潘书民 昌庆珍 王伟男 陈国华

（大庆石油管理局测井公司，大庆，163412）

高频电磁波（本文主要指20MHz～100MHz）测井方法的突出特点是与电阻率测井方法相比受地层水电阻率的影响很小。因而，人们最初认为可利用该方法更好地识别油水层，尤其对地层水矿化度未知或变化复杂的地区会更有效。然而通过25MHz和60MHz高频电磁波测井方法在大庆油田的多年应用情况来看，虽然取得了一些较好的地质效果，但并不象最初期望的那样乐观。据悉，国外斯仑贝谢公司的DPT（25Mhz高频电磁波测井）也已停止大规模使用。为此，近年来开展了相应的理论、实验和测井资料分析等方面的研究工作。

1. 岩石介电常数与泥质含量及含水率关系实验研究

把测量成功的46块岩心样品以泥质含量为模数，做出了介电常数与泥质含量和含水率（$E—\Phi * S_w$）关系图版。图板显示：同一块岩心的介电常数随含水率的增加而增加，不同含泥量的岩心在随含水率增加时，泥质含量较高的岩心的介电常数增大速度较快，亦即是说泥质含量对岩石的介电常数影响很大。

2. 高频电磁波测井方法理论考察

（1）井径扩大对高频电磁波测井方法的影响　对于0.5m厚的地层，井眼扩大对相位差值的影响明显，而且对油层的影响程度要大于水层的影响程度。25兆理论模拟曲线受井眼扩大的影响特性与60兆基本相同，但25兆理论模拟曲线受井眼扩大的影响较60兆要小些。

（2）围岩对高频电磁波测井方法的影响　围岩对测井曲线的影响非常复杂。相位差曲线值有的高于地层真值，有的则低于地层真值，而且偏离的程度又不相同。幅度差比理论模拟曲线都高于地层真值，但偏离的程度不尽相同，而且与地层真值相比还存在“错位”（深度显得不一致）现象。

3. 高频电磁波测井的应用方向探讨

由上述分析可知，虽然高频电磁波测井具有受地层水矿化度影响较小的特点，但受泥质含量和围岩的影响却是非常大的。削弱这种影响的方法是对岩石的介电常数进行泥质校正和对测井曲线进行反演。

在反演方法尚未成熟以前，高频电磁波测井（主要指25MHz和60MHz）的主要应用方向应局限于以下两个方面：

（1）在玻璃钢套管井中应用，监测三次采油效果　在玻璃钢套管井中监测三次采油效果主要是观察同一个目的层的含水饱和度变化情况，其他条件（泥质含量和围岩）均未改变，因此可根据不同时间的测井曲线的变化，判断地层的含水饱和度变化。

（2）确定厚油层剩余油饱和度　当地层较厚时，相位差和幅度差比曲线除在地层的界面附近处有“异常”现象外，地层中部均与地层真值一致，这类地层的泥质含量一般都较低，因而可用来确定厚油层剩余油饱和度。

4. 结　论

高频电磁波测井方法虽然受地层水电阻率的影响比电阻率测井方法要小许多，但受围岩和泥质的影响较大。为了充分发挥高频电磁波测井方法受地层水电阻率影响小的优势，首先必须完善测井曲线的反演工作。限于目前的技术水平，高频电磁波测井可在两个方面应用效果较好：一是在玻璃钢套管井中监测三次采油效果；二是应用于泥质含量较小、地层厚度较大的水淹层中，确定地层含水饱和度。

关于在干钻孔中开展钻孔电磁波法的基本理论

孙建国

（吉林大学地球物理系，长春，130026）

钻孔电磁波法是一种利用电磁波的传播特性进行井间探测的地球物理勘探方法，其发展历史可追溯到 20 世纪 30 年代。在过去的几十年当中，钻孔电磁波法在地质找矿、岩溶及工程探测当中已发挥了相当大的作用，成为解决某些地质问题的必不可少的地球物理探测方法。但是，常规的钻孔电磁波法要求钻孔内一定要含有流体，否则就无法开展工作。但在实际工作中，地下水位一般都在数米或十几米的范围内。所以有相当的一部分井段不能被充分地利用。为了研究在干井段内开展钻孔电磁波法的可能性，考虑下述电磁系统：①天线由一个位于钻孔轴线上的理想导电金属圆管组成，其半径为 a，长度为 2h，两臂间的馈电间隙为零；②在金属圆管的外部，有一个厚度为 b－a 的绝缘层；③在天线的绝缘层与直径为 2c 的钻孔壁之间充满了电导率为 σ_3 的井液；④钻孔外部是具有均匀电磁特性的围岩，其电导率和介电常数分别为 σ_4 和 ε_4；⑤如果天线的绝缘层厚度变为零，即 b－a＝0，则天线由绝缘天线转化为裸天线；⑥如果钻孔内不存在井液或井液不导电，即 $\sigma_3=0$，则钻孔为干孔或油基泥浆孔。

上述关于天线为管形的假设是以目前在实际工作中所采用的天线制作方法为根据的。事实上，钻孔电磁波法中所用的偶极天线的上臂是通过在同轴电缆的绝缘外皮上套一段铜网的方法制成的。该铜网的下端和同轴电缆本身的铜网相连。而天线的下臂由一段同轴电缆的铜网充当，与作为天线上臂的同轴电线的缆心相连。整个天线在连接完毕后要用高压绝缘胶布包扎。显然，如此制成的天线的上下臂之间有一个微小的半径差。在技术上，我们可以通过改变天线制作方法来消除这个半径差。因此，在以下的讨论中将认为天线上下两臂的半径是相等的。

根据偶极天线的广义传输线理论，辐射场的公式为：

$$E_\theta=\frac{-i\omega\mu I\ (0)}{2\pi k_4\quad r}\exp\ (ik_4 r)\ F_0\ (\theta) \tag{1}$$

式中，$k=\omega\ [\mu\ (\varepsilon+i\sigma/\omega)]^{1/2}$是复波数［ω 代表圆频率，时间因子取为 exp（－iωt)］。具体地讲，k_L 是沿天线表面的波数，k_4 代表钻孔外媒质的的复波数。此外，I（0）是馈电点处的电流，r 是观测点到天线的馈电点处的距离，F_0（θ）是方向性因子，其公式为：

$$F_0\ (\theta)\ =\frac{[\cos\ (k_4 h\cos\theta)\ -\cos k_L h]\ \sin\theta}{[\ (k_L/k_4)\ -\ (k_4/k_L)\ \cos^2\theta]\ \sin k_L h} \tag{2}$$

公式（1）成立的条件是：$|k_4^2|>2|k_2^2|$及$|k_4^2|>2|k_3^2|$。

根据上述公式，我们可以讨论在干孔中开展电磁波法的一系列问题，例如，天线长度的选取原则，天线的辐射场特性（方向图及输入阻抗等)，天线的辐射场随其工作环境（钻孔直径，地层的电磁特性等）的变化规律，以及研究新的解释技术等。另外，我们还可以利用上述公式研究偶极子和半波天线模型与一般偶极天线的差别，为提高解释的可靠性打下理论基础。

本项研究是国家自然科学基金资助课题。

利用偶极天线的输入阻抗反演地层电磁参数的初步探讨

孙建国

（吉林大学地球物理系，长春，130026）

岩石的电阻率和介电常数与地层的储集特性（孔隙度），含油性（含水饱和度）及岩性密切相关，其在不同岩层中的差异构成了电法测井的基础。到今为止，人们主要通过对电压（直流电阻率测井），电场强度（感应测井）和电磁波传播时间（EPT 测井）来间接地计算出这两个参数。所采用的探头分别为各种电极系，环形天线（线圈）及开槽天线。而对于偶极天线的利用还未曾引起测井界的重视。与此相反，在金属矿钻孔地球物理中偶极天线早在 1923 年就有被用于实现钻孔电磁波法的基本思想。1968 年，佩特罗夫斯基指出可以利用天线端子上的电流来确定钻孔剖面上的有效电阻率和有效介电常数。但由于当时有关地下天线的理论还不成熟，在钻孔电磁波法中沿用了空气中的天线理论。这种状态一直延续至今。在美国，对利用偶极天线解决现场电磁参数测定问题的研究始于 20 世纪 50 年代末。根据大量国防（例如潜艇通讯）和民用上程（例如生物医学）的实际情况，Harvard 大学的 R. W. P. King，T. T. Wu 以及由他们所领导的研究小组开展了对于置于导电媒质中的线形和环形天线的研究。在进行理论工作的同时，他们还致力于将天线作为探测器的研究，先后进行了利用天线测定电离层的电子密度，地质体的电磁参数等试验，并取得了成功。按天线的工作状态，R. W. P. King 和 T. T. Wu 等人提出的方法可归结为电短天线和谐振天线两种方案。根据定义，电短天线是其几何长度远小于天线表面的电磁波波长的线状天线；而谐振天线是工作在谐振状态（输入电抗为零）的天线。利用电短天线和谐振天线在馈电点处的电流与电压之比，可以确定出媒质的相对介电常数和损耗角正切，并由介电常数和损耗角正切换算出电导率。但是，R. W. P. King 和 T. T. Wu 等人并没有利用近代的反演理论来处理观测数据。因此，本文的目的是探讨利用反演理论处理偶极天线的输入阻抗的某些基本问题。

如果将短偶极天线置于井中，则根据媒质中的天线理论，有效介电常数 ϵ_e 和损耗角正切 P_e 可由天线的输入电导 G 和天线的输入电纳 B 给出，即 $\epsilon_e=\frac{B}{B_0}$，$P_e=\frac{G}{B}$ (1)

此外，下标 0 表示自由空间。

对于绝缘天线，有

$$\frac{B}{B_0}=\frac{P_e^2+(1+\gamma)}{P_e^2+(1+\gamma)^2}(1+\gamma_0) \tag{2}$$

$$\frac{G}{B}=P_e\frac{1}{\epsilon_0}\frac{\gamma}{P_e^2+(1+\gamma)} \tag{3}$$

式中，

$$\gamma=\frac{1}{\epsilon_0}\frac{\ln\left(\frac{h}{b}\right)-1}{\ln\left(\frac{b}{a}\right)} \tag{4}$$

这里，h 是偶极天线的半臂长，b 是偶极天线的绝缘层的厚度。

方程 (2) 和方程 (3) 是反演研究的基本方程。令

$$A=(B/B_0,\ G/B)^T, \tag{5}$$

则 A 满足一个非线性方程组。通过合理地选择目标函数，可以建立一个非线性反演问题。如果对此问题不进行线性化处理，需要利用迭代法进行数值求解。

对于长天线，上述近似公式不再成立。为了能从天线的输入参数中反演出地层的电磁参数，需要采用更复杂的计算公式。

本项研究是国家自然科学基金资助课题。

海底大地电磁系统的研究

魏文博 邓 明 陈乐寿 谭捍东 金 胜 邓靖武

（中国地质大学，北京，100083）

海底大地电磁探测，是把仪器布置在海底，通过观测海底大地电磁场数据，研究海底以下不同深度的岩层导电性，达到探测地下地质构造特征的目的。所以，海底大地电磁数据是划分陆壳和洋壳界限，研究大陆自然延伸的重要依据，也便成为解决海域纷争的重要基础资料之一。

此外，海底大地电磁探测技术在海洋油气矿产资源勘测、国防工程和港口设施的建设规划以及沿海城市的区域稳定性评价等领域都能发挥重大基础作用。

因此，早在 1997 年，海底大地电磁探测技术的研究已列入国家 863 计划，成为海洋领域 820 主题（海洋探查与资源开发技术）的研究课题之一。课题负责单位是中国地质大学（北京），参加单位有中南工业大学、广州海洋地质调查局、中国地质大学（武汉）、同济大学和长春科技大学。研究的重点是海底大地电磁仪器。

在海底测量大地电磁场信号，面临的是导电海水层对电磁波的衰减；所以，海底的大地电磁场信号要比陆地上微弱得多；这就要求海底大地电磁仪器有比陆地仪器更高的灵敏度。另一方面，为了适应海洋环境，又要求信号采集器尽可能小型化，并实现智能化、大存储量和低功耗，还需要解决仪器、设备的承压与密封问题，海上“投放”与“回收”的问题。

所研制的“海底大地电磁系统”包括一套“五分量海底大地电磁系统”，它用于同时测量海底大地电磁场三个磁场分量和二个电场分量，还有四套“两分量海底大地电磁系统”，这只用于测量海底大地电磁场二个电场分量。这些仪器都能在 500 米水深的海底工作。

“五分量海底大地电磁系统”，主要由浮球，结构框架，数据采集器，仪器承压、密封舱，声学释放器，磁传感器，磁传感器承压、密封舱，海底不极化电极，水密电缆，电极电缆导管，锚系等零部件集合而成，

其中，数据采集器是自行研制的“高精度海底大地电磁数据采集器”，它由电道前放板、磁道前放板、主放板、辅助通道板、时钟板、数字板、标定信号板和 PC—104 主机板，共同构成层叠式电路结构，可以测量频率 100 赫兹到周期 10000 秒之间的信号。经过实验室大量测试和水下实际测量证明，数据采集器有很高的灵敏度，能够满足测量海底大地电磁场信号的需要，

为了保证仪器在 500m 水深的海底正常工作，所研制的海底不极化电极，承压、密封舱和水密电缆都能承受 50 个大气压以上的压力，在这样的环境条件下密封性能优良。

“两分量海底大地电磁系统”，因为不测量磁场，所以不带磁传感器；它的结构和其余的部件都与“五分量系统”相同。

为了检验新研制的“海底大地电磁系统”的性能，也为了研究一套切实可行的海上作业技术，2000 年 7 月间，我们在东海进行二次试验。试验是在国土资源部广州海洋地质调查局所属的“海洋四号”科学考察船上进行的。第一次试验，用半天时间，在五个测点上投放五套仪器，水深 136 米。第二次试验，只投放一套五分量仪器。投放点水深 130m。这两次试验，仪器都在海底连续测量 4 天的数据以后，于第 7 天全部安全回收到船上。

两次投放仪器后，都碰上恶劣的飓风天气；海面上风力达到 8 级以上，涌浪高于 5m。即使在这样的环境条件下，所投放的大多数仪器仍然保持正常的工作状态，并全部安全回收到船上。从试验点测得的海底大地电磁场五个分量的时间序列曲线可以看出，所测量的海底磁场分量和电场分量有很好的相关性；经过复杂的数据处理，已得到试验点上海底的视电阻率测深曲线和阻抗相位曲线。

“海底大地电磁系统”是集一系列现代高新技术而成的高技术设备。仪器采集器模一数转换采用最新的 24 位 A/D 转换，大大提高了数据采集精度；逻辑控制采用大规模门阵列集成电路技术，使高精度仪器实现小型化、轻便化，同时也增强了仪器的稳定性；仪器采用高精度温补晶体振荡器系统时钟源，校准计算机时间基频，以保证数据采集同步精度；系统控制核心使用了 PC—104，这是嵌入式工控机，比常用的微处理器功能更强，大幅提高了自动化、智能化程度；数据载体选用闪存电子盘，较大幅度降低整机功耗，减少仪器噪声源，改善数据采集质量。

GMS－06 电磁测深系统及应用

詹 艳 汤 吉 刘国栋 赵国泽

（中国地震局地质研究所，北京，100029）

GMS－06 是德国 Metronix 公司继 MMS－03E、MMS－04、GMS－05 系统后新研制推出的新型电磁测深系统，具有多功能、宽频带（20kHz－4096Sec）、大动态范围（24bit 模数转换器）、轻便灵活、稳定性好、组合紧密、轻便、牢固、防水等特点。它能进行标准大地电磁测深（MT）、可控源声频大地电磁测深（CSAMT）、无线电大地电磁测深（RMT）、电磁阵列剖面（EMAP）等电磁方法的测量。可用于工程勘探：金属矿产、煤田地质、地下水、石油勘探及其地壳上地探测等。

1. GMS－06 系统的硬件及其特点

①ADU－06 是 GMS－06 系统的核心处理单元，根据需要，可配置 5 道的标准单元，也可配置 2 道和 3 道的单元；每个单元可通过 GPS 同步，也可通过以太网连接为网络系统，网络连接最多可达 32 个单元。ADU－06 单元包括电源、GPS、CPU、A/D 转换、网络（PC/104）时钟控制、存储 8 块主要模块。②采用 24 位 A/D 转换器技术，最大采样率 40kHz；系统计算采用 32 位嵌入式控制器；存储数据采用 100M 字节闪存或 2－10G 硬盘。③仪器频带宽（20kHz－DC），分三个固定频段和一个自由频段，固定频段的采样频率分别为 40kHz、4096Hz 和 64Hz。自由频段可以给定仪器频段范围内的任意采样频率。④没有复杂的模拟滤波器，因此温度对系统的传输函数的影响很小。同时，仪器具有自动输入偏置补偿功能，能消除电极的极化电位。仪器操作简单，可无人值守自动记录。⑤GMS－06 配备了频带宽、动态范围大、灵敏度高、重量轻、噪音低的 MFS－06 磁力仪。

2. GMS－06 系统的软件及其特点

①GMS－06 的采集、处理软件都是在 Windows 9x 或 Windows NT 操作平台下编写的。所有的仪器操作指令、数据采集及实时处理的数据都可通过以太局域网用一台笔记本计算机进行控制、通信和传输。②资料采集有两种方式即实时处理记录方式和批处理记录方式。实时记录方式是在数据采集的同时将采集的数据通过网络传输到笔记本计算机，由笔记本计算机完成资料处理。GMS－06 资料采集分为高频、低频 1、低频 2 和自由频段，高频资料采集时，仪器记录一段数据，传输给计算机处理一段数据。而对于低频数据，仪器采集是连续的，数据的网络传输不影响仪器数据的采集。批处理记录方式是在计算机内先预设各频段的开始时间及记录长度形成 1 个 Job，同时可预设多个 Job，ADU 依次执行 Job 的命令，等待数据全部记录完成以后通过网络传输给计算机。③资料处理软件是一个功能十分强大的数据库管理软件，可按测区、测线、测点及同测点多次采集的时间序列数据和处理结果进行管理。可回放时间序列供人工选图剔除干扰，可选择不同的 FFT 长度，具有去尖峰（干扰脉冲）、去倾（零漂移）、数据重叠等功能。能显示和打印单张谱、迭加谱、仪器响应谱以及视电阻率、阻抗相位、最佳转角、倾子、二维偏离度等参数曲线。文件的输出格式为 SEG（国际勘探地球物理学会）标准的 EDI 文件格式，能十分方便的应用于当前的一些国际商用电磁解释软件（如 Geotools 等软件）。

3. 应用实例

利用GMS－06 大地电磁测深仪器在河南洛阳进行了野外测量，尽管工作区紧邻城区，人文干扰较大，但通过对记录得到的时间序列进行人工选图，采用 Robust 处理方法得到了较理想的视电阻率、阻抗相位曲线，通过反演解释得到工作区的地电结构。该结果与已知的钻孔结果及其它地球物理结果相一致。

EH－4 系统测深数据的全频域视电阻率计算

昌彦君[1] 王华军[2] 罗延钟[2]

（1 华中科技大学电信系，武汉，430074；2 中国地质大学，武汉，430074）

EH—4 电导率成像系统（简称 EH－4 系统）的特点是人工场源与天然场源相结合。采用人工场源发射时，当收发距大于三倍的趋肤深度时，场源可近似为均匀平面波场，这时可用大地电磁（MT）的资料解释法对其观测数据进行解释。但实际上，由于发送功率所限，通常收发距 y 与探测深度 H 可比较，所以，在工作频率较低或大地电阻率较高时，观测的电磁场属近区场或过渡区场。在这种情况下，按远区场计算的卡尼亚视电阻率将受到畸变，不能直观地反映地下电性分布。为在一定程度上克服上述弊病，需将近区或过渡区观察资料校正为远区的相应结果，即进行所谓的“非远场校正”，从而实现全频域的视电阻率计算。

我们首先导出了 EH－4 的远区（卡尼亚）视电阻率 ρ_{xy} 和 ρ_{yx} 及其归一化的 ρ_{xy}^n 和 ρ_{yx}^n 的基本表达式，发现 ρ_{xy}^n 和 ρ_{yx}^n 之间存在一定关系，因此只需讨论 ρ_{xy} 的全频域的视电阻率计算。研究时，引入感应数 $P=r/\delta$，建立 ρ_{xy}^n、ρ_y^n 和 P 间的关系。对于不同的观测方位角（$\varphi=-90°, -80°, \cdots, -10°, 0°, 10°, \cdots 80°, 90°$），分别计算不同感应数 P（$P=0.05 \cdot i, i=1, 2, 3, \cdots, 500$）对应的 ρ_{xy}^n（φ）值，研究 ρ_{xy}^n（φ）随着 P 的变化性态。结果表明，感应数 P 在 0.05～25 的范围时，某些角度（如 $\varphi=0°$，$-10°$等）上，ρ_{xy}^n 为 P 的单调递减函数。而在另一些角度上，除去小感应数（因角度的不同，除去的小感应数的大小不同）外，其它感应数区也都存在 ρ_{xy}^n 为 P 的单调递减函数。在单调函数区，反函数 P 与变量 ρ_{xy}^n 是一一对应的关系。虽然不能直接写出此反函数的显式表达式，但对一定的 φ，可逐段将 P 表示成 ρ_{xy}^n 的幂指数多项式，如：

$$P=a_1 (\rho_{xy}^n)^{\alpha_1}+a_2 (\rho_{xy}^n)^{\alpha_2}+a_3 (\rho_{xy}^n)^{\alpha_3} \tag{1}$$

根据算出的 P～ρ_{xy}^n 数据，用最小二乘拟合法，来确定各段（如 $\varphi=0°$ 时，分为 5 段：$P<0.35$，$0.35\leqslant P<1.1$，$1.1\leqslant P<4$，$4\leqslant P<9$ 和 $P\geqslant 9$（远区）对应于（1）式中的未知参数 α_1，α_2，α_3，及 a_1，a_2，a_3。在此基础上，便可建立如下全频率视电阻率的算法：①由实测卡尼亚视电阻率计算归一化视电阻率 $\rho_{xy}^n=\rho_{xy}^c/\omega\mu_0\gamma^2$；②根据（1）式，由 ρ_{xy}^n 计算感应数 P；③按 $\rho_s=\omega\mu_0\gamma^2/2P^2$ 计算全频率视电阻率。

为检验上述校正方法的有效性，对均匀大地，二层和三层地电断面的 EH－4 磁源频率测深的曲线进行了校正，为了对比，同时还给出了 MT 的卡尼亚电阻率曲线。

研究结果表明：①均匀大地上，EH—4 系统的远区（卡尼亚）电阻率 ρ_{xy} 和 ρ_{yx} 之间满足关系：当 $\varphi<0$ 时，$\rho_{xy}^n(\varphi)=\rho_{yx}^n(\varphi+90°)$；当 $\varphi>0$ 时，$\rho_{xy}^n(\varphi)=\rho_{yx}^n(\varphi-90°)$。②在非远区场时，EH－4 系统的卡尼亚视电阻率将受到严重畸变。其测深曲线的畸变特征是：在任何地电断面上，当进入近场区时（较低频段上），随频率降低视电阻率呈缓慢下降趋势；随着频率进一步降低，曲线急剧下降。因此必须作非远区场校正。③用全频率视电阻率法进行校正后，均匀大地时，全频域的视电阻率与真电阻率吻合很好；D 型、K 型和 Q 型断面的视电阻率曲线与 MT 法的接近；G 型、H 型和 A 型的视电阻率曲线得到很大改善，视电阻率曲线与 MT 测深曲线的形态趋于一致，可用于定性地划分地电断面。④非均匀大地上 EH－4 的 P_s^c 曲线经校正后，一般仍与相同地电条件下的 MT 的 P_s^c 值在量上有明显差异，所以，一般情况下，不能用 MT 的反演方法来对非远区场校正后的 EH—4 资料作定量解释，这是必须注意的。

综合物探方法探测地下暗堡

张学强 曲 赞

(中国地质大学，武汉，430074)

地下已废弃的暗堡或军事设施一般分布范围不集中，随着坑道的延伸呈不规则几何形状，用单一的物探方法来探明其空间分布及其大小埋深是很困难的。由于暗堡四周为钢铁制件和混凝土，中间为空气介质，所以，本文提出用磁、电、震综合物探方法来解决这个问题。

高精度磁测方法是一种较成熟的地球物理勘探方法，具有成本低、效率高、速度快和效果好的特点，对于地下暗堡的探测来说应该是首选的方法。特别是近些年来高精度微机质子旋进磁力仪 MP－4 和 ENVIMAG 型磁力仪的引进，使勘探的效率有了更明显的提高。众所周知，地下暗堡及其它军事设施在构制期间，为了使其具有一定的强度，使用了大量的钢铁制件和混凝土，其中钢铁制件是铁磁性物质，一方面极易被现代地磁场磁化产生较强的感应磁化强度 Mi，另一方面这些钢铁制件在从熔化的铁水浇铸成形时，从居里点 780℃左右逐渐冷却到常温条件下，获得了较强的剩余磁化强度 Mr，此时的铁磁性构件的总磁化强度是两部分之和。由于感应磁化强度 Mi 的方向比较规则，它与现代地磁场的方向一致，而剩余磁化强度的方向与当地冷却时地磁场方向一致，而随着构件的放置方式而发生改变，可能与现代地磁场方向相同，也可能相反。因此暗堡铁磁构件的总磁化强度是两部分之和，而磁化方向较复杂。所以在暗堡上部观测出来的 ΔT 磁异常不规则，正负变化极大，异常呈剧烈跳跃状。高精度磁测探测暗堡的工作方法是根据探测的精度选择 $1m\times1m$ 或 $2m\times2m$ 的测网进行测量，此时为保证精度，在磁场平静地方设立日变观测站，用以对所观测的总场进行日变校正。从 ΔT 平面异常图上可以大致确定出各暗堡之间的联接通道即坑道的走向。

因为暗堡四壁有钢板和钢筋，呈现低阻特性，可以近视地视为直立良导体，采用电法中的联合剖面法进行探测，在暗堡上方能获得分异性好的低阻正交点，针对磁异常变化剧烈的区域进行工作，进一步获得暗堡的平面位置分布。

因为地下暗堡一般为空气介质和少量水充填，和周围介质存在明显的波阻抗差异。在用高精度磁测和电法勘探圈定异常区域后，再用地震勘探中的瑞雷波法对地下暗堡进行精确探测。根据精度要求，采用 1m 或 2m 的道间距，10m 的偏移距，24 道接收，双边敲击观测系统，采集的数据经过处理提取面波后，每炮计算出 23 条（每相邻道计算一条）频散曲线，对频散曲线进行解释，可较精确地确定暗堡的边界及空间展布。

综上所述，探明地下暗堡的平面位置和空间分布，最经济、最快速、最有效和探测精度最高的方案是先用高精度磁侧圈定异常区域，再在异常区域进行电法中的联合剖面法探测，获得暗堡平面位置分布，最后，根据前两种方法的解释结果布置地震测线，用瑞雷波法对地下暗堡进行精确探测。对秦皇岛市某地的地下暗堡探测结果为宽 7m，高 3.7m，顶面埋深 2.4m，暗堡分布呈树枝状。

附　录

附录一

经审查在年会上发言的论文

经年刊编委会研究，下列论文在年会期间可按排口头报告，仅刊登出论文题如下：

1. 支持向量机方法中的傅立叶展开核函数及其应用

乐友喜　王永刚（石油大学地球资源与信息学院，山东东营，257061）

2. 微山湖区煤层反射波最大瞬时动态的估算

刘天放　钱建伟　任静海　王传林（中国矿业大学，徐州，221008）

3. 塔河油田海相碳酸盐岩地球物理勘探技术

王士敏（中国石化集团新星公司西北石油局，乌鲁木齐，830011）

3. 地球内部结构的天文物理基础及地球动力学

关凤晨　路学礼　王润喜（牡丹江天利热电有限公司牡丹江第三热电厂，牡丹江，157013）

附录二

第十六届综合学术年会纪要

一、概况

在世纪之交，地球物理工作者又汇聚在水陆交通的枢纽江城武汉，展示已经取得的工作成果、探讨未来的科技发展。

正式注册代表 365 名（院士 9 人，具有高级职称学者 229 人，研究生 41 人；30 岁以下代表 61 人，31～40 岁代表 101 人，41～50 岁代表 58 人，51～60 岁代表 92 人，61 岁以上代表 53 人）。此外，非注册的学者和专家 318 人（多数为在校师生和在汉专家、学者），其中 60％的在校师生和 40％的专家、学者有选择地在会旁听了学术报告。大会收到学术论文 392 篇，会上宣读论文 208 篇，编入年刊的 387 篇。大会和大专题报告 15 篇，将在年会后付印，作为年刊的补充。10 月 21 日上午举行了开幕式。湖北省副省长王少阶、湖北省委常委、华中科技大学校长周济院士、湖北省科协副主席栗陶生、中国地质大学校长赵鹏大院士、中国地质大学（武汉）校长殷鸿福院士、湖北省地球物理学会理事长许厚泽院士等出席了开幕式，会议由副理事长陈颙院士主持，事事长刘光鼎院士致开幕词。他首先对湖北省人民政府、承办单位中国地质大学和湖北省地球物理学会表示感谢，随后对前一年的工作进行了回顾，对未来工作进行了展望，提出四个方向：①适应社会主义市场经济特点，努力探索学会生存发展道路；②努力办好“地球物理学报”，使地球物理学报成为国际性刊物；③抓住机遇，积极开展地球物理仪器现代化的研究工作；④积极投入西部大开发。

湖北省副省长王少阶对本届年会在中国地质大学隆重召开表示热烈祝贺，对来自全国各地的代表表示热烈欢迎。他介绍了湖北省工农业生产及教育、科技的发展情况。他指出，湖北既是一个经济大省，又是一个地球物理大省，湖北省的地球物理专家已经在矿产勘查、三峡工程、抗洪抢险、地质灾害监测治理等方面为湖北省的经济建设作了大量卓有成效的工作。他更希望通过这次会议的讨论和交流，使湖北省的许多地质、地球物理方面的问题得到解决，地质经济的发展得到较大的帮助。

湖北省科协副主席栗陶生，中国地质大学（武汉）校长殷鸿福也在会上作热情洋溢的发言，热烈欢迎地球物理年会在武汉召开，并预祝大会圆满成功。

大会进行了 3 个大会报告、5 个大会专题报告和 7 个青年科技工作者专题报告：许厚泽院士做了题为“卫星测高技术在中国海洋地球物理环境监测中的应用”的报告；陈颙院士做了题为“地震学术和地震灾害”的报告；邓大量（美籍）教授做了题为“台湾地震研究和集集地震之科学成果”的报告；刘振兴院士做了题为“地球空间领域的主要科研工作”的报告；花田英夫博士做了“日本登月计划”的报告；于刚博士做了题为“井下轨迹震动源及单井成像”的报告；傅容珊教授做了题为“固体地球多层圈的相互作用”的报告；徐义贤教授做了题为“工程与环境地球物理研究与实践”的报告；另外 7 位青年科技工作者何展翔、陈小宏、杨惠根、黄宝春、张健、陈涛、严又生分别做了专题报告，参加 2000 年青年科技奖的评选。

他们的报告得到了代表的欢迎。

10 月 22 日晚，召开了理事扩大会议，听取并通过了本年度前 9 个月的学会工作报告（含财务收支运作报告），经过 4 个地方学会的角逐申请和理事扩大会的讨论，最终确定第十七届年会由云南省地球物理学会承办，2001 年 10 月中旬在云南省召开，并对会议的主题和专题的设置进行了讨论，委托学会学术委员会作最后确定。会议还听取了对青年科技奖和科技发展工作的总结，确定了两奖的名称和审议过程及原则，青年科技奖（原傅承义奖）定名为“××年度青年科技奖（傅承义奖）”和“××届学术年会青年优秀论文奖”及“××届学术年会学生优秀论文奖”；顾功叙奖定名为“地球物理科技发展奖（顾功叙奖）”。

通过初选评审的青年科技奖的预选者经过会议报告评选及常务理事会审定有 4 人获得“2000 年度青年科技奖（傅承义奖）”，他们是何展翔、陈小宏、杨惠根和黄宝春。“第十六届学术年会优秀论文奖”获得者 4 人：李平、张健、陈涛和严又生。有关专题也评选了“第十六届学术年会学生优秀论文奖”，刘丽峰获奖。

《地球物理学报》自上届会议以来又取得进一步的成绩，1999 年荣获“首届国家期刊奖”，并再次被 SCI 收录；今年 4 月份，与美国 AGU 签订协议，学报英文版由我方编辑排版，由 AGU 以网络版的形式向世界发行。年会期间召开了《地球物理学报》编委会，本次会议的中心议题是“《地球物理学报》如何走向国际”。编委会充分肯定了学报的成绩，并一致认为要以此为基础，尽快将学报办成有一定影响力的国际性学术期刊。针对当前稿源丰富而如何缩短出版周期、尽量加快英文版的出版进程、努力提高英文版质量等重要问题提出了许多宝贵建议。

会议期间举办了“2000 年地球物理年会地球物理工程环境设备展，参展厂家有美国 OYO Geospace Engineering Inc.，北京 DNO 工程地球物理仪器公司，北京劳雷工业公司，国家地震局兰州地质研究所，武汉菲旺计算机公司、长江创新工程地球物理高科技有限公司及中国地质大学地球物理系测控技术与仪器室等单位。

10 月 24 日上午举行了闭幕式，周佰修副理事长主持了闭幕式，闭幕式进行了三项议程：①通过了会议纪要，②报告了“2000 年度青年科技奖（傅承义奖）”评审过程及结果；③颁发“2000 年度青年科技奖（傅承义奖）”及其他奖项。大会胜利闭幕。

二、学术专题报告会概况

第十六届学术年会分设 15 个专题和 1 个讨论会

15 个专题：

1. 油气田与煤田地球物理勘探
2. 油气储层预测和描述
3. 金属与非金属矿勘查技术及成果
4. 水资源、环境、工程勘察及工程质量监测中的地球物理技术与方法
5. 地球物理观测实验技术的新进展及新应用
6. 地磁与高空大气物理
7. 地震预测和地震学研究
8. 海洋地球物理
9. 重大自然灾害的综合预测及灾害链

10. 岩石圈结构与大陆动力学

11. 地球内部物理化学性质结构与动力学

12. 流体地球科学

13. 21 世纪地球物理中的信息技术和网络技术

14. 空间天文测量与地球动力学

15. 计算地球物理

讨论会：地球物理与西部开发

专题的内容、成果及学术进展见附录，并陆续刊登于学会的《会讯》上。本纪要对本届年会学术讨论会的特点、概述如下：

1. 充分体现多学科交叉点，为代表跨学科交流提供了重要机会。

2，基础理论研究强调国际合作高起点，目标瞄准国际前沿，应用方面紧密结合国民经济建设主战场。

3. 青年学者在会议交流和组织方面极为活跃，许多研究工作已处前面。

不足之处：特别是主要科研单位和生产单位的结合、科研成果转化为生产力方面要进一步努力，继续推进理论研究、加强应用研究促进科研为经济建设服务。

三、建议

代表们提出了许多建议，这里只概括地提 3 点：

（一）对学科发展的建议

1. 加强我国重大自然灾害对中国大环境影响的研究，把减灾与环保更加有机地结合在一起，以确保可持续发展。

2. 加强仪器研制开发工作，加强院校、科研单位与生产单位的合作，加强科研成果的转化。

3. 资料是科研的基础，要加强各单位的数据交换，促使建立地球物理数据库。

（二）对年会组织工作的建议

1. 专题讨论要和科学发展的前沿、国家科技发展大问题以及国家级研究项目相结合设置专题，组织不同学科的专家学者参加讨论，使专题讨论和学科发展结合起来。

2. 召集人和主持人要强调青老结合，充分发挥年轻科学家的作用。召集人和主持人的工作一定要到位。

3. 各专题要有邀请报告，对本学科的发展进行综述，对专题讨论起到引导作用。

4. 会议可以采用多种形式。除口头报告外，还可以用 Poster 以及其它的展示形式。

5. 会议组织要坚持向规范化发展，鼓励提前注册。地方组织委员会对提前注册的代表要切实给予规定的待遇，如提前安排住宿等。

（三）对学会工作的建议

1. 调动理事们的积极性。

2. 设法吸引更多年轻人参加学会活动。

3. 加强大学会与各专业委员会的联系。

4. 搞好“会讯”的寄发工作。

四、致谢

本届年会由中国地质大学和湖北省地球物理学会承办，中国地质大学地球物理系具体操办。中国地质大学在会议场所、财力、交通工具等方面给予了全力支持。在此，让我们对中国地质大学，特别是地球物理系和湖北省地球物理学会表示衷心感谢！

中国地质大学出版社为年刊的出版付出了辛勤的劳动，特表示诚挚谢意！

我们还要感谢徐楠夫妇、程春节同志、张南平同志和长江工程地球物理勘测研究院、江汉石油学院物探系、中石化股份公司江汉油田分公司、湖北省交通规划设计院、神龙地球物理勘查研究院、中南冶金地勘局、深圳中地信软件公司、湖北省水文地质工程地质勘查院等个人和单位对本届年会给予的有力资助，表示衷心的感谢！

附录三

ANNUAL OF THE CHINESE GEOPHYSICAL SOCIETY 2001

WANG Peide	Institute of Geophysics, CSB Beijing 100081
WU Xiaoping	Dept. of Earth Science, Yunnan University Kunming 650091
XIONG Shengqing	Aero-geophysical Survey and Remote Sensing Center Beijing 100083
YANG Yurong	China Seismological Bureau Beijing 100036
YAO Chen	Institute of Geology, CSB Beijing 100029
ZHAO Guoze	Institute of Geology, CSB Beijing 100029
ZHONG Shihao	China Academy of Railway Science Beijing 100081
ZHOU Huilan	Graduate School of CAS Beijing 100039